

Tuffstudien in Siebenbürgen.

II. Teil. Die tuffhaltigen Schichten der westlichen Umgebung von Kolozsvár.

Von Prof. Dr. JULIUS von SZÁDECZKY K.

1. Einleitende allgemeine Züge.

In meiner ersten, die Gegend von Kolozs betreffenden Veröffentlichung¹ habe ich nachgewiesen, dass dort der Dacittuff drei auf einander folgende verschiedene, sammt den einschliessenden Miocänschichten in Falten geworfene Serien bildet, dass den Kolozser Tuffschichten eine niveaubezeichnende Rolle zukommt. Wahrscheinlich kommt östlich von dieser Gegend noch eine höhere vierte, vielleicht auch eine fünfte Tuffschicht vor. Die genauere mikroskopische Untersuchung dieser Tuffschichten war wünschenswert, denn je eingehender wir diese kennen, desto eher können wir sie bei fehlenden Versteinerungen zur stratigraphischen Orientierung benützen.

Es wäre leichter und natürlicher die tuffhaltigen Schichten der Umgebung von Kolozsvár auf Grund der Kenntnis der Tuffe zwischen Kolozs und Kolozsvár, einem ca. 20 km. breiten Gebiet, zu behandeln; aber neben andern Gründen zwingen mich hauptsächlich die durch den Krieg erschwerten Verkehrs- und Bewegungsverhältnisse die genauere Untersuchung der tuffhaltigen Schichten dieses mittlern Gebietes mir für eine spätere, bessere Zeit vorzuhalten.

In der Umgebung von *Kolozsvár* ist es in Folge des Abrutschens der Feleker Schichten und in Folge kleinerer Verwerfungen in dem von breiten Tälern durchschnittenen Gebiet recht schwer die genauere Einteilung der Miocänschichten durchzuführen, obwohl dieselben nicht gefalten sind. Dazu kommt noch einesteils die

¹ Dr. JULIUS von SZÁDECZKY: Tuffstudien in Siebenbürgen. I. Teil: die Tuffzüge von Kolozs. II. Band dieser „Mitteilungen“ Nr. 2. p. 201–233. Kolozsvár, 1914.

langweilige Gleichförmigkeit der herrschenden mergeligen Gesteinsarten, anderenteils das Fehlen, oder die grosse Armut an charakteristischen Petrefakten in den Schichten.

In dem stark eingetrockneten, sehr salzigen Meere war das Leben im Grossen und Ganzen ausgestorben, oder daraus geflüchtet, oder es erscheinen nur hier und da zerstreut, in einzelnen dünnen Schichten die Globigerinen, doch ohne Mitbewerber, stellenweise in ungeheuer grosser Menge. An andern Stellen, wie im Békásbache, oder in dem neuerdings entdeckten Kisbácsi Vorkommen, finden sich, wie es scheint, auf Schlier hindeutende Muscheln, oder — wie unser Fund in der Szentgyörgyer Ziegelei beweist — vereinzelt Fische. Dies ist ein allgemeiner Zug, den wir überall im Leben der Ende erkennen können, wo abgeschlossene Meeresbecken eintrocknen oder, nach E. SUSS' Ausdruck, ersterben.

Hier sind wir also, was die Stratigraphie betrifft, auf die Mannigfaltigkeit des Gesteins angewiesen, die zum grossen Teil darin besteht, dass gewöhnlicher Mergel von Kalkmergel abgelöst oder stellenweise sehr sandig wird. Diese eintönigen Veränderungen sind jedoch zu Niveaubezeichnungen nicht geeignet. Der auffälligste und am besten zu verfolgende Führer ist auch hier der *Dacituff*, der stellenweise in beträchtlicher Dicke zwischen die Miocänschichten eingelagert ist.

Die Ablagerung dieser Meeresschichten war aber nicht eine fortlaufende, im Zusammenhang mit der Krustenbewegung änderte sich nicht nur die Tiefe des Meeres, sondern es scheint, dass sich stellenweise der Boden ganz heraushob.

Einer der augenfälligsten Beweise der Krustenbewegung ist die ansehnliche *Transgression*, welche nach der Ausscheidung des Kochsalzes zur Zeit der Absetzung der mittlern Miocänschichten auf dem von Kolozsvár nordwestlich gelegenen Gebiete erfolgte.

Die Schichtverhältnisse an der mit 413 m. bezeichneten Erhebung des Fellegvár und an dem hiervon südlich gelegenen Abhang sind durch die im Jahre 1915 zwecks Gewinnung von Schotter und Steinen bewerkstelligten Aufschlüsse sehr schön sichtbar geworden. Hier konnte man deutlich sehen, dass auf die verworfenen, zerbrochenen „Fellegvári Schichten“ des groben obern Oligocän-sandsteines mit *Cyrena semistriata* Desh. deutlich diskordant sich der Mergel des mittlern Miocän (Dr. A. KOCH's Mezöséger Schicht) lagert, in welchem sich *Picnodonta cochlear* Poli und andere Versteinerungen fanden. Interessant ist, dass hier im oberen groben Konglomerat der Fellegvári Schichten bis faustgrosse Hämatit-

stücke (Ziegelerz) vorkommen, die zusammen mit dem vorherrschenden, aus kristallinem Schiefer bestehenden Schotter dem nahen, westlichen Grundgebirge entstammen. Im oberen Teile der aufgelagerten „Mezőségi Schichten“ finden sich auch dünne feine Dacituffschichten. Die ganze Mächtigkeit der erhalten gebliebenen mittlern Miocänschichtenreihe beträgt hier nicht mehr, wie 24 m. Auf diese Reihe, die eine beträchtliche Erosion erlitten hat, folgt mit neuerlicher Diskordanz eine 10 m. mächtige pleistocäne Schotterablagerung, die den Gipfel des Fellegvár bildet.

Weiter nordwestlich in einer Entfernung von $4\frac{1}{2}$ km, in der Gemeinde Kisbács, finden sich auch tuffhaltige mittlere Miocänschichten, auf welche eine mergelige sandige Gesteinsreihe folgt, die sich nördlich von Méra weit hinauf erstreckt, wo unsere jetzige geologische Karte Oligocänschichten aufweist. Es ist daher ausser Zweifel, dass hier vor Ablagerung des mittlern Miocän ein ansehnliches Gebiet trocken lag, das nach Ablagerung desselben vom Meere bedeckt wurde.

Auf eine ähnliche spätere, pannonische Transgression weist Dr. HUGO v. BÖCKH auf Grund der Aufnahmen von HALAVÁTS, LUDWIG ROTH von TELEGD und PÁVAI—VAJNA im westlichen und südwestlichen Teile des Beckens hin, wo sich östlich von Szászsebes auf das „Mediterran“ pannonisches Sediment abgelagert hat.¹

Aber auf Grund des Wechsels der Konglomerat-, Sand- und Mergelschichten müssen wir auch innerhalb der Ablagerung der sarmatischen Schichten eine Schwankung des oberen Miocänsees annehmen.

Auf die feinen mergeligen, tuffhaltigen Schichten des mittlern Miocän folgt gegen Erdőfelek, sowie gegen Kajántó zu eine dünne grobe, meist aus Quarzkieseln der Grundgebirge bestehende Konglomeratschicht, die sich als greifbare Grenze bei der Abtrennung der sarmatischen „Feleker Schichten“ darbietet. Auf diese Konglomeratschicht folgen die vorherrschend sandigen, häufig Potamides enthaltenden „Feleker Schichten“. In Ajton habe ich in dem Graben, der zwischen dem sich über dem Dorf erhebenden 730 m. hohen K. Csolt und dem 722 m. hohen N. Csolt liegt, in einer Höhe von ca. 680 m. in grobem schotterigem Sandstein die folgenden Versteinerungen gesammelt: *Cardium obsoletum* Eichw., *Tapes gregaria*

¹ Bericht über das bisherige Forschungsergebnis, die Erdgasvorkommen im Siebenbürger Becken betreffen. II. Teil, I. Heft Herausgegeben vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. p. 21. ung. Text.

Partsch, *Mactra* cf. *variabilis* Sinc; *Trochus* nov. sp. Die Bestimmung derselben verdanke ich Herrn Docenten Dr. STEPHAN GAÁL. Dieselbe versteinungenreiche Schicht fand ich aber auch südöstlich unterhalb des Dorfes in einer Höhe von 440 m. im Nádbache.

Die weitere Krustenbewegung zeigt indessen auch der Umstand, dass auch zwischen den „Feleker“ sandigen Schichten dünne, feine, mergelige Schichten und in diesen Globigerinen erscheinen.

Am südlichen, gegen Bányabükk zu gelegenen Abhang der Feleker Höhe, unterhalb des letzten Hauses des Ortes, neben dem Waldweg, der in westlicher Richtung von der Landstrasse abzweigt, habe ich über der Konglomeratgrenzschicht eine Mergelschicht gefunden, in der Dr. ELEMÉR VADÁSZ neben vielen Globigerinen und Orbulinen *Textularia*, *Uvigerina* und *Lagena* bestimmte, welche Schicht also dem Anschein nach noch dem mittlern Miocän (obern Mediterran) entspräche. Aber auch in einem viel höhern Niveau, in der Nähe des Feleker Gipfels im östlichen Teile der Gemeinde Erdőfelek in einer Höhe von ca. 690 m. fand ich an der nördlichen Seite dünne, schieferige Mergelschichten mit sehr kleinen, verkümmerten Globigerinen. Auch *Potamides* kommt nur selten und meines Wissens im Zuge der Feleker Höhe nirgend so massenhaft vor, wie er in der, was die Zahl der Arten betrifft, spärlichen Fauna der Sarmatiaschichten vorzukommen pflegt. All dies macht die detaillierte paläontologische Revision der „Feleker Schichten“ sehr erwünscht, besonders jetzt, wo SOKOLOWS, LASKAREW und die neuern im Interesse der Erdgasgewinnung unternommenen ungarischen Forschungen in Siebenbürgen, mit ihren z. T. sich widersprechenden Folgerungen auch sonst die Aufmerksamkeit auf die Epochen des Neogen und die Übergänge zwischen denselben gerichtet haben.

Die Mächtigkeit der einzelnen Glieder des Miocän ist schwer genau festzustellen zum Teil wegen der vielen, in der Regel kleinern Verwerfungen, die nur in den besten Aufschlüssen, in den Ziegeleien und Steinbrüchen wahrzunehmen sind. Den Grund der Verwerfungen kann man wohl in erster Linie in den den Ausbruch des Dacituffes einleitenden tektonischen Ereignissen und in den begleitenden vulkanischen Explosionen suchen.

Aber noch mehr wird die genaue Bestimmung der Dicke und Begrenzung dieser verschiedenen Miocänablagerungen durch die im ganzen Siebenbürger Becken so gewöhnlichen Erdrutschungen erschwert. Nach den vorwiegend groben, sandigen Ablagerungen des sarmatischen Brackwassers zog sich das süßer werdende Binnenmeer nach S und O zu. Die tektonischen Vorgänge, welche die pontischen

und levantischen Gewässer nach S, beziehungsweise O. lenkten, senkten zugleich den Wasserspiegel der Becken.

Die letzten grossen, im Pleistocän erfolgten Einstürze gaben dann dem Szamosfluss die Richtung nach W., gegen das ungarische Becken zu. Die natürliche Folge war, dass die Erosion zeitweise mit stets sich erneuernder Kraft arbeitete und im Zusammenhang damit viele Einbrüche und Erdrutschungen erfolgten. Auf dem Gebiete von Kolozsvár sind dieselben sehr zahlreich und auch ihre Dimensionen sind bedeutende, wo das Becken des Szamos sich unter der 756 m. hohen Feleker Supra Ripa bis 330 m Höhe über dem Meeresspiegel, also 426 m tief in den Körper der Miocänsedimente eingeschnitten hat. Dies ist der Grund, dass die mächtigen sarmatischen Sandsteinkonkretionen der Feleker Anhöhe — wie sie schon Dr. ANTON KOCH in seinem Buche¹ beschrieb und zeichnete — sowie die sandigen Sedimente auf das Gebiet der Stadt Kolozsvár bis zur Mitte des Klinikviertels, sogar bis zum untern Ende des neuen botanischen Garten abrutschten.

Diese grosse Abrutschung steht aber mit vielen Einstürzen im Zusammenhang, was der Grund dafür ist, dass wir an dem Abhang, der von der Feleker Anhöhe bis zum alluvialen Gebiet des Szamos führt, eine ganze Reihe von Talabschnitten, die mit dem Szamostal parallel verlaufen, in den höhern Lagen Reihen von Sümpfen antreffen, welche nach aufwärts immer klarer die Form der jüngern Einbrüche verraten.

Am unversehrtesten und am besten zu erkennen ist die oberste, ungef. in 670 m Höhe in der Gegend der obersten ostwestlichen Krümmung der Landstrasse befindliche Reihe von Einbrüchen. Dies zeigt am klarsten die gegen das Szamostal zu konkav bogenförmige Form der Einbrüche, was die Folge davon ist, dass zwischen den einzelnen grössern zerrissenen und eingesessenen Partien widerstandsfähigere Abschnitte geblieben sind, auf denen gewöhnlich die Wege führen. Die zweite grössere Einbruchreihe entfaltet sich vom Strassenräumerhaus aufwärts in ca. 600 m Höhe. Die dritte bildet unterhalb des Strassenräumerhauses (540 m) ein ostnordöstlich verlaufendes Tal. Der verschwommenen Zug der vierten findet sich in ungefähr 500 m Höhe, ihr schotteriger Sandstein ist neuerlich durch einen Schützengraben aufgeschlossen worden. Noch mehr verwaschen ist die fünfte um 450 m und die sechste über dem alten

¹ Dr. ANTON KOCH: Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens. II. p. 161. Budapest, 1900.

Friedhof, in der Linie des neuen Friedhofes. Im Verlaufe der letztern findet man nur noch spärlich Reste des „Feleker Sandsteines“, dagegen kann man auf ihnen altdiluviale, beziehungsweise pliocäne Schotterüberreste auffinden.

Ähnliche, aber weniger gut entwickelte Verhältnisse finden wir auch am südlichen Abhang der Erdőfeleker Anhöhe, wo östlich von der Landstrasse, unter der alten Kirche eine durch Quellen gekennzeichnete Reihe von Einbrüchen beginnt, welche zu beiden Seiten des, die Strasse begleitenden Baches gut sichtbar ist. Auf diese folgt in ca 650 m Höhe eine zweite, in der sich eine Konglomeratschicht und darüber der weiter oben erwähnte Globigerinenmergel finden. Weiter unten gegen SO zu folgt in den schönen Aufschlüssen des Olárbaches auf den Pflanzenreste enthaltenden Sandstein mit seinen Hieroglyphen und Wellenfurchen in ca 615 m Höhe Konglomerat, dann weiter oben die Reihe der grossen Konkretionen. Im Dorfe Bányabükk und in Rőd fand ich in 580 m Höhe eine kohlehaltige Schicht mit Pflanzenresten, 20 m tiefer aber wieder eine Konglomeratschicht. All dies scheint der obigen abgesunkenen Schicht zu entsprechen.

Die in der Richtung des Einfaliens erfolgte bogenförmige Zerklüftung dieser sehr sanft nach NO zu fallenden Sandsteintafel, ihr Querbruch in der entgegengesetzten Richtung und die Talbildung senkrecht darauf ist noch schöner zu beiden Seiten des vorhin genannten Ajtoner *Csoltgipfels* zu sehen, wo die an der Südostseite durch wiederholte Querbrüche und Rutschungen entstandenen Züge von Erhebungen mit der Zeit allmählich sich in die schönsten Hügelreihen zerteilen. Schon diese wenigen Beispiele zeigen, dass der widerstandsfähige „Feleker Sandstein“, welcher leicht auf dem weniger widerstandsfähigen Mergel abgleitet, ein vorzügliches Material zur *Solifluction* abgibt und hiedurch die genauere geologische Begrenzung des Gebietes erschwert.

Noch einen Umstand muss ich erwähnen bei der Behandlung der allgemeinen Züge der Miocänschichten von Kolozsvár. Das ist der, dass am östlichen Ende der Stadt sich eine wichtige tektonische Grenze hinzieht, von der nach Osten die salz- und gipsführenden Mergelschichten des mittlern Miocän Falten werfen. Die Faltenbildung ist nicht nur an den seit alters her bekannten *Békáser* gipsführenden Vorkommen sehr gut zu sehen, sondern auch an den in westlicher Nachbarschaft des Békás befindlichen, bisher nicht bekannt gewesenen *gipshaltigen Schichten des Cigánypatak*, sowie in den reichlichen Aufschlüssen des östlichen Teiles des Ende 1914 angelegten Solda-

tenfriedhofes. Von dieser und der durch die vorspringende Nase des Fellegvár gehenden Grenze westlich sind jedoch nicht bloß die Mezöséger Schichten, sondern die ganze Serie des Oligocän und Eocän nicht mehr gefalten, sondern *tafelförmig gelagert*, meist sanft gegen NO zu einfallend. Wir können uns hiervon nicht nur am Rákóczi- und Hójazuge, sondern auch an den ruhig gelagerten, versteinungsreichen Oligocän und Eocänschichten des Gorbó-, Pleeska- und Pappaches am rechten Ufer des Szamos überzeugen.

Mit dieser tektonischen Grenze beginnt der im Grossen und Ganzen tafelförmig ausgebildete Rand, welcher sich zwischen das das Siebenbürger Tertiärbecken begrenzende vortertiäre Randgebirge und den gefalteten, Kochsalz, Gips und Erdgas enthaltenden innern Teil, als besondere tektonische Einheit einfügt.

Die innere Grenze dieses Randes ist nicht leicht festzustellen. Am Abhang des Fellegvár, der bei dem Zusammenflusse des Szamos und Nádas gut aufgeschlossen ist, kann man sie gut sehen aber an vielen Stellen ist sie an der Oberfläche verdeckt.

Das Feleker sarmatische sandige Gebiet ist nicht gefalten, im Allgemeinen von tafelförmigem Aufbau und erstreckt sich mit dieser Struktur weiter nach Osten bis zum Kolozser Farkascsup. Das darunter befindliche mittlere und untere Miocän wirft gleichfalls keine so ausgesprochene Falten, wie wir sie nördlich davon im Gebiet bis zum Szamos und südlich in der Tordaer Gegend sehen. Auch auf der von Dr. HUGO v. BÖCKH zusammengestellten Karte¹ der „antiklinalen Züge“ ist durch dieses Gebiet durchgehend eine einzige Antiklinale nur andeutungsweise bezeichnet. Aus meinen eigenen Messungen schliesse ich, dass die Falten des Beckens mit ihren ausgeprägten Formen an dieser Tafel gebrochen werden, beziehungsweise sich ihrem Rande anpassen.

Unter solchen Umständen ist es zur genaueren Parallelisierung der Schichten erforderlich, alle möglichen Daten zu benutzen. Unter diesen bieten sich in erster Reihe die von den übrigen Schichten scharf getrennten, im Falle mächtigerer Entwicklung weithin auffallenden Tuffschichten dar.

In diesem allgemeinen Teile möchte ich noch die Frage der Nomenklatur dieser jungtertiären Bildungen zur Sprache bringen. Ich halte es nicht für glücklich, die mittlere miocäne (tortonische)

¹ Bericht über das bisherige Forschungsergebnis die Erdgasvorkommen im Siebenbürger Becken betreffend. II. Teil, 1. Heft. Herausgegeben vom k. ung. Finanzministerium. Budapest, 1913. p. 21

Sedimentreihe, welche auf die dem Schlier von Ottmang entsprechenden Sedimente folgt und welche also mit E. Suess' II-tem Mediterran in Parallele gesetzt werden kann, *oberes Mediterran* zu benennen, wie es bei uns allgemein geschieht. Bekanntlich wollte E. SUESS mit dem Namen Mediterran das der gegenwärtigen Tierwelt des Mittelländischen Meeres ähnliche Tierleben bezeichnen¹ und unterscheidet nicht zwei, sondern vier auf einander folgende mediterrane Ablagerungen. In das IV. Mediterran gehören die ägäischen Einstürze und in Folge davon die Verbindung des gegen Ende seines Sonderlebens sehr zusammengeschrunpften Schwarzen Meeres mit dem Mittelländischen Meere, sowie die durch den Atlantischen Ozean erfolgte nördliche Einwanderung, also Ereignisse, die in das Plistocän überleiten. Unter dem Namen oberes Mediterran müsste man daher streng genommen solche sehr junge Ablagerungen verstehen, was indessen die obige Benennung durchaus nicht bezweckt.

Aber der Name Mediterran passt auch gar nicht auf diese Schichten, die sich in einem, vom freien Meere abgeschlossenen Becken ablagerten und eine sehr arme, also von der des Mittelländischen Meeres durchaus verschiedene Fauna enthalten. Die Interpretation des Namens Mediterran nach SUESS schliesst sogar direkt die Bezeichnung dieser Bildungen als mediterran aus.

Unter der Benennung oberes Miocän verstehe ich die über den Salz-Gipsschichten und unter den sarmatischen Feleker Sandsteinschichten befindliche Sedimentreihe, unter der Bezeichnung unteres Miocän aber die Salzschiechten zusammen mit den Hidalmáser und Kóróder Schichten. Auch die Grenzen des *oberes Miocän* werden verschieden gezogen. Die meisten unserer vaterländischen Geologen verlegen die obere Grenze des Miocän an das Ende der sarmatischen Stufe, rechnen also die pontischen (pannonischen) Ablagerungen schon zum Pliocän. Aber auch wichtige klimatologische und in Folge dessen biologische, ja sogar tektonische Veränderungen lassen das Vorgehen der Mehrzahl der französischen Geologen begründet erscheinen, nach welchem die obere Grenze des Miocän mit dem Ende der pontischen Stufe zusammenfällt, also mit der levantischen die Pliocänreihe beginnt.

Auch E. SUESS bezeichnet dies als Grenze² und von den ungarischen Geologen hat THEODOR KORMOS³ sich mit Rücksicht auf die

¹ E. SUESS: Das Antlitz der Erde. II. p. 383. 1888. Wien.

² Eben dort p. 384.

³ KOCH-album. Budapest, 1912. p. 46. (nur in ung. Text)

in der pannonischen Epoche noch reiche subtropische Fauna, die nur mit dem Ende derselben sich zu ändern begann, in diesem Sinne ausgesprochen. Auch Dr. ZOLTÁN SCHRETER empfiehlt,¹ dass fortan unsere pannonischen (pontischen) Schichten zum Miocän und nicht zum Pliocän gezählt werden sollen, da ihr Zusammenhang mit den Miocänschichten ein sehr enger ist. In diesem Sinne äussert sich auch STEPHAN GAÁL,² der bei der Klassifikation der miocänen Bildungen des Siebenbürger Beckens schon konsequent die Benennung Mediterran vermeidet.

2. Die Tuffwand der Kolozsvärer Hója.

Die Verhältnisse, unter denen die tuffhaltigen Schichten in dem westlich von Kolozsvár gelegenen Gebiete vorkommen, können wir am besten an dem steilen Bruche kennen lernen, welcher am linken Ufer des Szamos, 2,5 km weit von der Kolozsvärer Promenade am Hójazuge mit seinem weissen Streifen weithin sichtbar ist.

Am Fusse der Hója bilden ganz so, wie im Allgemeinen westlich von der Stadt die tafelförmig ausgebildeten, schwach gegen NO einfallenden obern Oligocän- und Eocänschichten den Grund, auf welchen die mergeligen, tuffhaltigen Schichten des mittlern Miocän transgredierte.

Unter der mit 489 m angegebenen Erhebung der Hója sehen wir das folgende: die unteren Gärten am Kányafőer Weg liegen zum grossen Teil auf dem Zuge der Bryozoenschichten des obern Eocän. Die darunter gelegenen Intermedia-schichten hat weiter unten im Bett des Szamos unter dem Fusssteg der landwirtschaftlichen Akademie neuerdings die Strömung aufgeschlossen. Auf den Bryozoenmergel folgt über dem Kányafőer Weg die an Versteinerungen reiche Hójaer, kalkige Mergelschicht des untern Oligocän, hierauf aber diskordant von Konglomerat eingeleitet eine organische Überreste nicht enthaltende, sehr schöne diagonale Lagerung aufweisende, sandige Schichtenreihe, die eventuell den untersten mitteloligocänen *Révkőtrétegyeser* Schichten entspricht und die A. KOCH auch dieser Stelle gegenüber, am Rande des Kolozsmonostorer Waldes vermutet.³

Aber mit Rücksicht auf die entschiedene Diskordanz scheint

¹ Eben dort p. 137.

² Eben dort p. 14.

³ Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens I. Teil. p. 307. Budapest, 1894. ung. Text.

es wahrscheinlicher, dass diese Konglomeratschicht bereits eine Ablagerung des obern Oligocän ist. Hierauf folgt mit neuerlicher Diskordanz, was an dieser Stelle wegen der verdeckten Oberfläche nicht zu sehen ist, die Schichtenreihe des mittlern Miocän, welche auf dem Gipfel des Berges die Dacittuffschichten trägt.

Hier ist jedoch die tuffhaltige Schichtenreihe des mittlern Miocän nicht gut aufgeschlossen. Viel besser lassen sich die auf einander folgenden Serien derselben $\frac{1}{2}$ km östlich von diesem Ort an der Wand, die sich unter der mit 468 m angegebenen Höhe befindet, studieren. Hier finden wir unten zu beiden Seiten des Kányafőer Weges die versteinerungsreichen, z. T. aus Konglomerat bestehenden, sandigen *Méraer Schichten* des untern Oligocän, die in der Richtung der bezeichneten Erhebung den Grund einer kleinen, ein Haus tragenden Terrasse bilden. An der nördlichen Seite des Weges befindet sich diese Konglomeratschicht 77 m tiefer, wie die Höhe 468 m, wir müssen also die hier vorhandene Gesamtmächtigkeit der unmittelbar darauf folgenden Schichtenreihe des mittlern Miocän auf ungefähr 77 m schätzen, von denen beiläufig, die obersten 17 m der weithin leuchtenden Dacittuffwand entsprechen.¹

Der übrige untere, auf ca 60 m zu veranschlagende grössere Teil der mittleren Miocänschichtenreihe baut sich aus einer abwechselnden Serie von Mergel und feinen sandigen Schichten auf.

Ihre Lagerung auf den sandigen, schotterigen Oligocänschichten sieht man nicht, ist aber zweifellos diskordant, wie es in den guten Aufschlüssen des östlich benachbarten Rákócziberges schon erwähnt wurde.

Die Miocänsedimente transgredieren hier nicht nur auf die Oligocän-, sondern weiter nach Westen auch auf die Eocänschichten. Aus diesen Schichten scheiden sich bei trockenem Wetter an der Oberfläche einzelne Gipskristalle, weiterhin Glaubersalzausblühungen aus. Man kann sogar ganz dünne Gipsschichten, oder aus einzelnen Kristallen bestehende derartige Ausscheidungen auch unter der untersten Tuffschicht am unteren Teil des, in einem Abstand von 3·30 m folgenden gelben Sandes wahrnehmen. In einzelnen, heller gefärbten Mergelschichten sind Globigerinen in grosser Menge, besonders *G. bulloides* zu finden.

¹ Ich muss indessen bemerken, dass in Folge häufiger Abbröckelung, die Höhe dieser Erhebung, sowie das Bild der Tuffwand sozusagen von Jahr zu Jahr sich verringert und dass hier das Bild der vollständigeren Schichtenreihe, wie sie vor 8 Jahren zu sehen war, skizziert ist.

Die Sandkörner der sandigen Schichten sind im Allgemeinen klein: in der dicken, aus der Mitte der Reihe stammenden Schicht sind sie ca. 0.1 mm gross und sehr abgerundet, was besonders dann auffällt, wenn wir sie mit den eckigen, grössern Körnern des auf den Tuff folgenden, stellenweise opalführenden Sandsteines vergleichen.

Auf den Mergel folgt in ungefähr 450 m Höhe die *tuffhaltige Schichtenreihe* die aus zwei, von einander wesentlich verschiedenen Teilen besteht. Der obere, grössere Teil ähnelt noch in so weit den unter dem Tuff gelegenen Ablagerungen, als auch hier mit Sand abwechselnder Globigerinenmergel vorherrscht, zwischen den einzelne dünne, gewöhnlich feinkörnige Tuffschichten eingefügt sind. Die Lagerung ist im Ganzen tafelförmig. Des Nähern habe ich an der tuffhaltigen Mergelschicht 5° Fallen gegen NNW gemessen. Die Deckschicht der obern Reihe ist ein widerstandsfähiger opalführender Hieroglyphensandstein, von dem als der Leitschicht dieses über ein grosses Gebiet sich erstreckenden, tafelförmig ausgebildeten Rand noch später die Rede sein wird.

Was die Aufeinanderfolge der tuffhaltigen Schichten selbst und die feinere Struktur derselben betrifft, so möge hier das Folgende stehen: Das untere Glied der Tuffwand hängt am festesten zusammen und besteht aus 5—6 m mächtigem aus den grössten Körnern zusammengesetztem, sandigem Tuff, dessen Mineralkörner jedoch gewöhnlich nur die Grösse von $\frac{1}{2}$ mm erreichen, sogar in der lockerer gefügten untern Hälfte, die aber grobkörniger ist, wie die darauf folgende mehr geschichtete Sedimentreihe.

Neben dem Biotit sieht man darin schon mit freiem Auge viel Muskovit, ein Zeichen dafür, dass in diesem Tuff ausser dem vulkanischen Material auch fremde Bestandteile eine wesentliche Rolle spielen. Auffallend ist in der untern Hälfte dieser zusammenhängenden Tuffschicht die *gelbliche*, in einzelnen Streifen sogar *rötliche Farbe*. Diese Farbe ist stellenweise so gleichmässig und allgemein, dass sie den Gedanken an eine kontinentale Entstehung des Tuff unter warmen klimatischen Verhältnissen erwecken könnte.

Bei aufmerksamerer Untersuchung findet man jedoch an andern Stellen die gelbe Färbung unregelmässig verteilt, ja es lässt sich sogar feststellen, dass sie stellenweise nicht der Schichtungsrichtung folgt. Weiterhin können wir uns auch davon überzeugen, dass die unterste, grösste Tuffschicht, welche in Folge der unter ihr befindlichen, wasserundurchlässigen Mergelschicht das meiste Wasser führt, am stärksten rot gefärbt ist. Aber nicht nur der grobe Tuff,

sondern die dünnen sandigen Schichten, die zwischen den unter ihm folgenden Mergel gelagert sind, wie überhaupt im Allgemeinen die besser wasserleitenden Schichten, zeigen eine ähnliche rote Farbe. Wir müssen also die lebhaft rote Färbung für nachträglich, für das Resultat des zirkulierenden Wassers halten.

An einzelnen Stellen im obern, nahe an der bedeckenden Mergelschicht gelegenen Teile des groben Tuff finden wir nicht eine so einheitliche, schichtenweise verbreitete, sondern eine, wie es scheint, von unten kommende, mit Rissen im Zusammenhang stehende Färbung, die *granuliche, schaumige Zeichnungen* hervorruft. Der so gefärbte Teil ist viel härter, wie der ihn umgebende nicht gefärbte Teil. Eine von unten emporgestiegene *Opalinfiltration* hat diese zweite durchaus nicht allgemeine Färbungsart hervorgerufen.

Aber schon ursprünglich ist diese untere, 5–6 m dicke Wand nicht einheitlich. Stellenweise zieht sich eine grössere Quarzkörner enthaltende, schütterere Schicht darin, die schneller zu Grunde geht, als die benachbarte, dichtere, regelmässig feinkörnige Schicht und dem entsprechend eine schmale troge Vertiefung längs der Schichtung an der Wand bildet. An andern Stellen geht wieder der weissliche, an Mineralien ärmere, mehr Bimsstein enthaltende Teil schneller zu Grunde. Stellenweise ist der nachträglich von Limonit einheitlich und fest verkittete Teil der widerstandsfähigere und bildet einen aus der Wand vorspringenden Rand. Ausserdem zieht sich am östlichen Teil der Wand in ca. $\frac{3}{4}$ m Höhe vom Fusse aus gerechnet eine mergelige, z. T. limonitische Konkretionen enthaltende, an fremden Einschlüssen reiche Schicht. Es existiert auch eine zweite, weniger gut entwickelte derartige Schicht in ca. 3 m Höhe von unten.

Die verschiedenen Schichten machen die am östlichen Teil der Tuffwand befindliche, 1 dm betragende, senkrechte Verwerfung, deren östlicher Teil abgesunken ist, gut sichtbar. Dr. ANTON KOCH erwähnt und zeichnet in seinem Buche aus dem entfernteren westlichen Teile des Hójazuges eine 1.5 m starke Verwerfung.¹

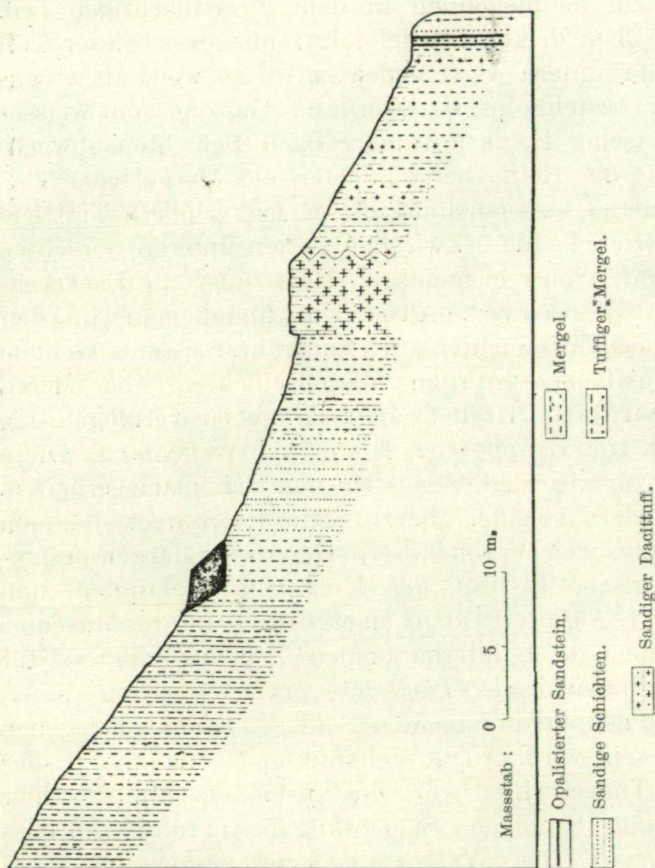
Diese Tuffschicht wird von vielen Sprüngen durchschnitten, welche meist in nordnordwestlicher Richtung und senkrecht dazu verlaufen. In diesen Sprüngen sind oft kalkige Inkrustationen zu finden, deren Stoff das zirkulierende Wasser teils aus den im Tuff befindlichen mergeligen Einschlüssen, teils aus der darüber liegenden

¹ Die tertiären Bildungen des Siebenbürger Beckens. II. Neogene Gruppe p. 57. Budapest, 1900. In ung. Text.

mergeligen Schichtenreihe gelöst hat. Dass diese Einschlüsse auch dort im Tuff vorhanden sind, wo wir sie mit freiem Auge nicht wahrnehmen, verrät ausser der mikroskopischen Untersuchung auch das Aufbrausen des Tuff bei Berührung mit Salzsäure. Ausser den Calcitinkrustationen haben wir an andern Stellen Salzausblühungen

gesammelt, welche Dr. STEPHAN FERENCZI als Na_2SO_4 (Mirabilit) Glaubersalz, mit geringer MgSO_4 Verunreinigung bestimmte.¹

In den 1910 gesammelten Ausblühungen, die an dem unter dem Tuff befindlichen Mergel vorkamen, hat Dr. ROBERT LUNZER Natrium — und was auffällig ist, Kaliumsulfat und Spuren von Chloriden bestimmt. Mit dem Mikroskop liess sich darin Mirabilit und Misenit (HKSO_4) nachweisen.



Wand mit Dacittuff von Hója.

Auf die untere dicke, zusammenhängende, sandige Tuffschichtenreihe folgt nach oben eine viel dickere, feinere und sehr abwechslungsreiche Schichtenreihe. Den Übergang zwischen beiden bildet eine $\frac{1}{2}$ m dicke, abwechselnd aus Tuff und Mergel bestehende Schicht, die offenbar zusammengewaschen ist und nach oben zu in sandigen, rasch wechselnden Tuff mit Wellenfurchen übergeht.

¹ Múzeumi Füzetek, Mitteilungen aus der mineralogisch geologischen Sammlung des Siebenb. Nationalmuseums, III. B. Nr. 1. p. 28. Kolozsvár, 1915.

Der obere tuffige, mergelige Teil der Wand zeigte 1907, aus welcher Zeit dies Profil stammt, noch eine ungefähr 16 m hohe, zusammenhängende Schichtenreihe. Besonders diese obere Reihe ist diejenige, deren Bild sich von Jahr zu Jahr sehr verändert.

Auch im Aufbau dieser Schichtenreihe kommt dem Tuff eine bedeutende Rolle zu, hauptsächlich in dem 2 m mächtigen Teil, der auf den untern 3 m dicken Mergel folgt: nur dass dieser Tuff wesentlich von dem untern verschieden ist, in so weit, als er aus viel feinern Teilen besteht, im Grossen und Ganzen von weisser Farbe ist und in rascher Folge mit mergeligen Schichten abwechselt. Im oberen Teile der Reihe herrscht dann der Mergel vor.

Bei der genaueren Untersuchung dieses feinen oberen Tuff lernen wir vielerlei Arten kennen. Zwischen seinen unteren Schichten befindet sich ein, mit Sand ausgefüllter Rest einer zur Fucaceenfamilie gehörigen Cystoseiraart. Ausserdem findet man in den höchsten Teilen dieser Tuffschichten auch andere interessante Gebilde an der Berührungsfläche mit den Mergelschichten, über deren speziellere Natur wir keine Rechenschaft zu geben vermögen, die also vor der Hand zur Gruppe der Hieroglyphen gehören. Diese sind in dem oberen opalisierten Sandstein am schönsten erhalten. Nicht von hier, sondern von der andern Seite des Szamos stammen diejenigen Exemplare, welche von unsern Hörern vor Jahren gesammelt in das zoologische Institut der Universität gelangten und welche Dr. STEPHAN V. APÁTHY 1910 in einer Sitzung unseres Museums sowie auch auf dem Grazer internationalen Zoologenkongress für den Abdruck des Ringelwurmes *Phyllodoce* erklärte, wovon später, bei der Behandlung des auf der rechten Seite des Szamos gelegenen Gebietes die Rede sein wird. Auch Wellenfurchen kommen in der oberen Gruppe der Tuffschichten vor, die zusammen mit der hier und da gut sichtbaren diagonalen Schichtung darauf hinweisen, dass diese Sedimente in seichtem Wasser abgelagert wurden und zeitweise auch trocken lagen.

Es ist daher wahrscheinlich, dass die Ablagerung des untern groben sandigen Tuff und der oberen feinern Tuffschichten einen viel grössern Zeitraum bedeutet, wie wir aus der geringen Schichtendicke zu schliessen geneigt sind; dass also diese oberen Tuffschichten mehreren Kolozser oberen Tuffschichten entsprechen.

Diese dichten Tuffe wechseln manchmal mit Mergelschichten von 1 cm Dicke ab. In der oberen Gruppe finden sich nur sehr selten und untergeordnet gröbere Tuffschichten. Es sind darunter nicht grade an dieser Stelle, sondern weiter westlich, in dem hier

noch erhaltenen höhern Niveau, auch ganz weisse Bimssteintuffe, unter denen eine auffallend rein aussehende Schicht vorkommt mit einzelnen grössern Bimssteinstückchen von 5 mm, sogar 1 cm Durchmesser. Einen hieran erinnernden größern, bimssteinhaltigen Tuff werden wir später auf der linken Seite des Szamos in einem ca. 200 m höher gelegenen Niveau in der Gruppe des Feleker Sandsteines finden.

In dem mergeligen Teile kommen stellenweise auch Globigerinen in grösserer Menge vor, namentlich nach Dr. ELEMÉR VADÁSZ's lebenswürdiger Bestimmung *Glob. bulloides* ORB., *Orbulina universa* ORB., *Truncatulina lobatula* WALLE u. B., *Cristellaria semilina* ORB.

Die obere tuffhaltige, mergelige Reihe bedeckte 1907 noch die, vorhin erwähnte, dünne, dichte Opalsandschicht, die gegenwärtig hier anstehend nichtmehr zu finden ist.

Südwestlich von der mit 468 m Höhe angegebenen Stelle in ca. 100 m. Entfernung befand sich 1907 ein durch Verwerfung entstandener und zur Sandgewinnung verwerteter Aufschluss, in dem man sehen konnte, dass ursprünglich auch über der opalhaltigen Schicht feine Tuff- und Mergelschichten vorkamen und dass mit diesen abwechselnd die Opalsandschicht sich öfter wiederholte.

Gegenwärtig sind solche opalisierte an Hieroglyphenreiche Schichten der Hója anstehend zwar nicht zu sehen, aber in verstreuten Stücken kommen sie nicht nur hier, sondern auch in der Umgebung der westlich anschliessenden 489 m hohen Erhebung reichlich vor. Die auf dieser bewaldeten Höhe gegrabenen Löcher zeigen, dass auch diese zweite Erhebung wesentlich aus dichtem, weissem, feinem, bimssteinhaltigen Dacittuff besteht.

Diesen feinen opalisierten Sandstein hielt CH. MAYER—EYMAR an dieser verdeckten Stelle für Flysch¹, indem er glaubte, derselbe stehe mit dem darunter aufgeschlossenen, versteinerungsreichen, untern Oligocän in Verbindung. Über die Hieroglyphenbildungen schreibt er folgendes: „Ces plaques chisteuses, de deux à quatre centimètres d'épaisseur, ne m'offrirent point, il est vrai, de *Fucoides* certains, mais en revanche beaucoup de ces petites concrétions en bas-reliefs, traces certaines de restes d'*Invertébrés*, comme le Flysch suisse en montre lui aussi assez souvent, et je recueillis en outre l'empreinte en creux d'un assez gros corps sinueux et annelé qui ne me parut pas inconnu.“

¹ Bulletin de La Soc. Géol. de France 4 Série, t. II. p. 389., 390. Paris, 1912.

Das mikroskopische Bild und die chemische Zusammensetzung der einzelnen Teile der Hójaer Dacittuffwand und des darunter befindlichen Mergel.

Bei der mikroskopischen Untersuchung finden wir, dass die Körner des untersten sandigen Mineraltuff im Allgemeinen nicht grösser sind, wie $\frac{1}{2}$ mm. Oft besteht nur ungefähr $\frac{1}{4}$ Teil auch dieses Gesteines aus Mineralien, das übrige ist Glas, an dem wir bei genauer Untersuchung stellenweise eine Faserbildung mit positivem Charakter wahrnehmen. Ausserdem finden sich darin auch flaumartige Umkristallisationsprodukte.

Der in ihm enthaltene *Quarz*, *Feldspat* und *Glimmer* sind nur zum Teil vulkanischer Herkunft. Selten kommt darin rotbrauner vulkanischer *Amphibol* und noch seltener *Augit*-bruchstücke vor. Ausser dem vulkanischen Tuffmaterial sind aber auch ziemlich viele ältere Mineralien, ausser dem erwähnten Quarz, Feldspat, Glimmer selten winzige Granatkörner und kleine Zirkonbruchstücke, weiterhin umkristallisierter sandiger Tonschiefer und Bruchstücke von kristallinem Schiefer zu finden. Ausser dem vorherrschenden braunen Biotit kommt auch rot gefärbter vor. Auch Magnetitkörner findet man ziemlich häufig. In einem solchen schwammigen, 0.4 mm grossen Korn ist auch ein Apatiteinschluss zu sehen. Ungefähr $\frac{1}{3}$ Teil der Mineralien in den untersuchten groben Tuffen ist nicht vulkanischen Ursprunges.

Im Dünnschliffe des unter dem Tuff befindlichen Mergel finden sich nur stellenweise unversehrte Foraminiferen, aber in dem von Eisenausscheidungen gefärbten, sandigen Ton kommen reichlich kleine Kalkbröckel sowie sandige Mineralbruchstücke, namentlich 30 μ lange Muskovitschuppen und Quarzkörner vor.

In der unter dem opalisierten Sandstein liegenden obern, dicken, dichten, weissen Tuffschichtserie erkennt man mit freiem Auge kaum irgend ein Mineral. Bei mikroskopischer Untersuchung verraten jedoch auch diese Gesteine eine grosse Manigfaltigkeit, einerseits was das Verhältnis der Mineralien und der glasigen Bestandteile zu einander betrifft, anderseits bezüglich der Grösse der Körner.

Es gibt darunter echte Bimssteintuffe, in denen das Volumen der Mineralbestandteile auf $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ oder noch weniger herabsinkt. In diesen herrscht also die glasige, vulkanische Asche stark vor. Sie bestehen aus reinen, optisch isotropen, aufgeblasenen Bimssteinbruchstücken und Glaskörnern, in denen man in der Regel

viele Luftblasen findet. Nur hie und da stösst man darin auf in beginnender Umkristallisation befindliche, flaumartige, entglaste Teile, die in der Richtung der Fäden negativen Charakter aufweisen. Anderswo beginnt die Entglasung in Form sich krümmender oder runder Fasern.

Manche Tuffschicht hat sich aus sehr kleinen, 10—100 μ langen, eckigen, bimssteinigen Glasstückchen aufgehäuft, deren Grenzlinien jetzt in den verwitterten und zusammengedrückten Gesteinen meist nur schwer zu erkennen sind.

Aber es gibt auch solche dichte Tuffe, in denen die kleinen Mineralien in so grosser Zahl vorhanden sind, dass ihr Volumen $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{5}$ des Gesteines beträgt. Die Mineralien dieser Mineraltuffe sind ziegel- oder splitterförmige Bruchstücke zumeist saurerer, gewöhnlich *Oligoklas*—*Andesin*, oder diesem nahe stehender Feldspäte in 100 μ oder geringerer Grösse. Häufig kommen darunter, wie auch unter dem weniger zahlreichen, aber doch in ziemlicher Menge vorhandenen *Quarz* uhrglasförmige, oder dreieckig gebuchtete Splitter, zersprengte kleine Bruchstücke vor. *Biotitschüppchen* sind seltener, Manchmal kommen auch *Magnetit*körnchen vor, an eines derselben sah ich einen winzigen *Zirkon* geheftet. Sehr spärlich findet sich auch *Muskovit*, der auffallendste Vertreter der Vermengung mit Stoffen nicht vulkanischen Ursprungs, sowie alter, zerdrückter *Quarz*. Selten sind auch *Granatsplitter* zwischen den fremden Mineralien zu finden; aber man trifft auch ca. 100 μ grosse und kleinere Bruchstücke von *kristallinem Schiefer* an. Ziemlich allgemein, wenn auch in sehr geringer Menge kommen kleine *Hämatit*pünktchen und streifenförmige *Limonit*färbungen vor.

Es ist überraschend, dass die kleinen Globigerinen (oft die einkammerige *Orbulina*) auch in dem mit freiem Auge ganz rein erscheinenden Tuff vorkommen. Sehr oft bilden sie kleine Gruppen in mergeligem Material, so dass wir aus ihrer Anwesenheit in diesem Falle auf einen Mergel einschluss schliessen müssen. Am meisten fallen sie bei gekreuzten Nikol's auf, denn die unversehrteren zeigen besonders bei oberer Einstellung ein dem optisch negativ einachsigen *Calcit* sehr ähnliches Bild. Bei einigen ist auch der innere Teil mit *Calcit* erfüllt, andere dagegen sind von amorphem Tuffmaterial ausgefüllt.

Mitunter wechseln die an Mineralkörnchen reichern und ärmern Tuffschichten in Form von feinen Linien mit einander ab. In einer davon erreichen die grössten Mineralkörner $\frac{1}{2}$ mm; diese Schicht steht also in dieser Beziehung schon dem untern, sandigen Tuff

nahe. Der mineralienreiche Streifen, der ungefähr zur Hälfte aus fremden Mineralkörnern besteht, erscheint dem freien Auge als eine graue Linie; der an glasiger Grundmasse reiche Streifen dagegen, von dem nur $\frac{1}{10}$ aus Mineralien besteht, ist weisslichgelb gefärbt.

Auf dieses Gestein bezieht sich die folgende Analyse Dr. ROBERT LUNZER'S aus dem Jahre 1901:

SiO ₂	67.88%	Na ₂ O	4.59%
Al ₂ O ₃	12.24 „	K ₂ O	2.31 „
Fe ₂ O ₃	0.44 „	H ₂ O	4.02 „
FeO	0.64 „	Glühverlust	3.24 „
CaO	2.45 „	CO ₂ u. P ₂ O ₅	Spuren
MgO	0.55 „		98.36%

Einen zweiten feinkörnigen Tuff aus dem oberen Teile der Hója hat stud. phil. ERNST KISS im Jahre 1911 nach sorgfältiger Ausscheidung der mit freiem Auge sichtbaren mergeligen Einschlüsse mit folgendem Ergebnis analysiert:

Nach Behandlung mit conc. HCl aufgeschlossen mit 10% Na₂CO₃

SiO ₂ . . (löslich) . .	32.25%	Na ₂ O	1.14%
SiO ₂ . . (unlöslich) . .	31.21 „	K ₂ O	1.37 „
Al ₂ O ₃	12.73 „	CO ₂	0.38 „
Fe ₂ O ₃	0.34 „	Hygr.H ₂ O	4.66 „
FeO	0.52 „	Glühverlust (CO ₂) . .	9.07 „
CaO	4.67 „		
MgO	1.16 „	Zusammen . .	99.50%

Dieser Tuff enthält 5—10 mal so viel amorphe glasige Bestandteile, wie Mineralien und unter den erstern finden sich auch $\frac{1}{10}$ mm grosse braune Teile. In der bei geringer Vergrösserung isotrop erscheinenden Grundmasse lässt sich bei starker Vergrösserung faserige Struktur und in der Längsrichtung der Fasern positiver Charakter erkennen. Es sind wenig flaumige, schwach doppelbrechende Kristallisationsprodukte von negativem Charakter darin enthalten. Die Lichtbrechung des Glases ist geringer, als $\alpha = n_p$ des *Oligoklas* (1.537), dagegen grösser, als die des einschliessenden Balzams.

Die kleinen Mineral- und Glasstückchen sind nur ca 10 μ gross, aber die grössten erreichen eine Länge von 250 μ . Ein solches grosses Feldspatbruchstück ohne Zwillingsbildung erwies sich als

*Oligoklas.*¹ Ausser den gewöhnlichen Mineralien kommen auch winzige *Hämatitschuppen* in diesem Tuff vor.

Den Gehalt an löslicher Kieselsäure eines dritten ähnlichen aber reinen Hójaer dichten Tuff bestimmte, in Anbetracht seiner Verwendbarkeit als Trass, BÉLA TUSKE mit folgendem Ergebnis:

A) Aus dem pulverisierten Gestein, ohne jede vorhergehende Behandlung mit 10%-iger Sodalösung, durch Kochen ausziehbares lösliches Kieselsäurehydrat	3.74
B ₁) Aus dem pulverisierten Gestein nach Aufschluss mit Salzsäure ausziehbare lösliche Kieselsäure	28.18
B ₂) Die übrigen in konz. Salzsäure löslichen Bestandteile	21.59
C) Hygroskopisches Wasser	4.12
D) Glühverlust	5.74

Die mikroskopischen Eigenschaften des Opalsandsteines.

Den obern opalisierten Sandstein kann man seinem äussern Erscheinen und Vorkommen nach leicht für *opalisierten Tuff* halten. Die mikroskopische Untersuchung jedoch überzeugt uns davon, dass unter seinen, im Durchschnitt 0.1 mm grossen, sehr kantigen Mineralien das Material der Dacitvulkane eine sehr untergeordnete Rolle spielt. Vor dem Eindringen des Opalbindemittels mag dieses feiner, lockerer Sand von grossem Porusvolumen gewesen sein. Unter den Mineralien herrscht *Quarz* vor, in dem sich Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen, oder nach deren Entfernung die zurückgebliebenen Hohlräume finden. Die Quarzkörner sind zum Teil gepresst; stammen also aus dem nahen kristallinen Grundgebirge. Ausser dem Quarz kommen in diesem Sandstein noch ziemlich viel *Muskovitschuppen*, weiterhin *Biotit* und *Feldspat* vor. Aber auch in den Feldspäten erkennt man meist die oft auch Muskovit enthaltenden Feldspattrümmer des kristallinen Grundgebirges und wir stossen nur selten auf vulkanischen Feldspat mit Glaseinschlüssen. Ausnahmsweise kommen auch 60 μ lange Körnchen von *Turmalin* vor, die den folgenden Pleochroismus aufweisen: ϵ = hell gelblich grau, ω = grünlich braun. Es kommen aber in diesem Sandstein hellere, gelblichbraune Turmaline, sowie ziemlich viele winzige

¹ IDDIGS gibt in seinem Buche die Lichtbrechung des trocknen Balsam mit 1.54 an, aber die Lichtbrechung des Balsam ändert sich bedeutend entsprechend dem Grade seiner Trockenheit.

Hämatit-Täfelchen vor. Seltner sind kleine Kalksteinbruchstücke, deren Zahl in einzelnen Sandsteinen sehr gross ist. Häufig findet man Globigerinen und andere Foraminiferen, reichlicher insbesondere an einzelnen Schichten entlang, wo gewöhnlich auch Tonmergelreste und Limonitfärbung vorkommen.

An einzelnen Stellen des Sandsteines herrschen die oben erwähnten Mineralkörner vor, sonstwo dagegen beteiligt sich amorphes, opalhaltiges, vielfach zersprungenes Material in gleicher oder gar vorherrschender Menge am Aufbau des Gesteines. Die ungleichmässige Verteilung des opalhaltigen Materiales trägt zum Teil Schuld daran, dass die Oberfläche des verwitterten Gesteines sehr höckerig ist.

Der die Tuffreihe bedeckende opalisierte Sandstein hat sich aller Wahrscheinlichkeit nach am Ufer unter Einwirkung kiesel-saurer Quellen gebildet.¹ Während und nach der Tufferuption geriet also die seichte Ufergegend zeitweilig aufs Trockene, wo opalhaltige Quellen hervorbrachen, deren Opalmasse stellenweise auch in die Schichten des Liegenden eindrangten.

Diese opalisierte, sandige Schicht ist trotz ihrer Dünne wegen ihrer grossen Widerstandsfähigkeit erhalten und in der Reihe der übrigen eintönigen Gesteine ein guter Niveauanzeiger, den wir gegen Süden zu am westlichen, tafelförmigen Rand, aber besonders nach Norden zu auf einem grossen Gebiete kennen lernen werden.

Mit Rücksicht darauf, dass zwischen den miocänen, mergeligen Schichten an der steilen Lehne der Hója reichlich sandige Schichten vorkommen, können wir dieselben nicht zu der untern Gruppe des Kolozsvärer Miocän rechnen. Die Transgression, welche das Meer die oligocänen, sogar eocänen, vielfach zerbrochenen, verworfenen Schichten überfluten liess, ist daher im mittlern Miocän erfolgt. Die Meeresablagerungen bilden hier eine ca 70 m dicke Reihe, nach deren Aufbau sich das Meer, wie es scheint zurückgezogen hat, die Reihe endet mit an Pflanzenresten reichen und zu oberst opalisierten, sandigen Schichten.

¹ Dr. A. KOCH lässt im II. T. p. 56. seines über das Siebenbürger Becken handelnden Buches das opalhaltige Material aus der Zersetzung der Andesinfeldspäte des Dacituff entstehen. Bei meinen mikroskopischen Untersuchungen habe ich solche zersetzte Feldspäte nicht gefunden; die Feldspäte sind im Gegenteil unversehrt und der Opal verbindet in der Regel nicht Tuff, sondern Quarzsand von zum grössern Teil nicht vulkanischer Herkunft.

3. Der Dacittuff des Szucságer Kőszegő und des Szt.-Páltető mit einem einleitenden allgemeinen Überblick.

Die Fortsetzung der ansehnlichen Tuffschichten des Hójazuges in nordwestlicher Richtung finden wir am Szucságer Kőszegő, wo dieselben dem Hójaer Vorkommen ähnlich mit Mergel des mittlern Miocän auf die Bryozoenschichten des obern Eocän gelagert sind.

Dieses Tuffvorkommen ist zwar gegenwärtig von dem der Hója abgetrennt, aber zweifellos war es einmal im Zusammenhang mit ihm und nur die Erosion des bei der Bácsorok sich im Nádas-tal öffnenden Hosszúpatak hat sie von einander getrennt.

Auf der geologischen Karte der k. ung. Geolog. Anstalt ist ganz richtig kenntlich gemacht, dass in diesem Teile des Beckens der am westlichsten gelegene Dacittuff ausser auf der Hója auch auf dem Kőszegő vorkommt. Die tatsächliche Verbreitung des Dacittuff können wir jedoch hiernach nicht beurteilen, denn grosse Gebiete sind hier mit der Farbe für „vorherrschend Dacittuff“ bezeichnet, wo überhaupt kein oder nur ganz vereinzelt Tuff vorhanden ist. So fehlt der Tuff auf dem Gipfel des südöstlich vom Kőszegő gelegenen, mit 470 m Höhe angegebenen Kertekdombja gänzlich, sehr verschmälert sehen wir ihn zusammen mit den zerstreuten Stücken des opalisierten Sandsteines östlich vom Kőszegő in einzelnen mangelhaften Aufschlüssen der mit Vegetation bedeckten tafelförmigen Oberfläche des gegen Kisbács zu gelegenen 530 m hohen Bércető und des 511 m hohen Rózsás-zuges.

In letzter Zeit habe ich beträchtliche Dacittuffvorkommen entdeckt nördlich vom Bércető, auf den Borsövény genannten Äckern (auf der Generalstabskarte 1:25000 mit Bocidomb bezeichnet) in der Nähe der Farkasverem benannten beckenförmigen Einsenkung, überall in einzelnen Stücken an der Oberfläche mit opalisiertem Sandstein vermischt. Dieses Vorkommen trennen mehrere ansehnliche ost-westlich verlaufende Verwerfungen von der vorigen ungefähr 120 m höher gelegenen tuffhaltigen Tafel.

Das nächst folgende grössere Dacittuffvorkommen befindet sich nordöstlich von Kisbács am Fusse des Szőlőtető, 435–450 m hoch, wo die untern Schichten desselben in einem, jetzt verlassenen Steinbruch ganz abgetragen worden sind, so dass an der im Steinbruch vorhandenen, 12 m hohen Wand anstehend nur der auf den untern Tuff folgende Globigerinenmergel und die sandigen

Schichten zu sehen sind, die mit einander und mit ungefähr vier 30–40 cm dicken dacittuffhaltigen Schichten in dichter Folge abwechseln.

Die Bedeutung dieser Wand liegt z. T. darin, dass 5 m von ihrem obern Ende unter der obern Tuffschicht zwischen mergeligen Schichten die opalisierte, kalkige, 3–4 cm dicke, von Limonit gefärbte *Sandsteinschicht* an ihrer ursprünglichen Stelle zu sehen ist, mit an ihrer unteren Seite vorhandenen hieroglyphenartigen Bildungen. Diese sind so zu Stande gekommen, dass die negativen Abdrücke auf der Oberfläche des Mergels sich mit feinem Sand erfüllten. Auch das ist sehr interessant, dass unter der obersten Tuffschicht, über der den Hieroglyphensandstein bedeckenden 60 cm dicken Mergelschicht ein dünner Zug von abgerundeten, im Durchmesser 1–3 cm betragenden, limonitischen Quarzkieseln zu finden ist und dass das Material der 1 m dicken Sandsteinschicht, die sich über der Tuffschicht vorfindet, im Vergleich zu den untern Schichten sehr grob wird, da auch 2–3 cm grosse Kiesel häufig darin vorkommen. Dies sind solche Züge, die eine zeitweilige Erhebung des Grundes, andererseits aber den Übergang in den Feleker Sandstein erkennen lassen. Sandstein und lose, sandige Schichten findet man nicht nur hier, sondern auch weiter oben am Abhang und auf dem Gipfel des Szőlőtető, sowie auf dem nach NW die Fortsetzung dieser Tafel bildenden, breiten, im Pliocän bereits trocken gelegenen Gebiete, das auf der Karte Hegymegirtása und in seiner Fortsetzung von den Ortsansässigen Szent-Istvánwiese genannt wird; diese Schichten gehen in ihren obern Teilen teilweise in Konglomerat über. Die mächtigen abgerutschten Tafeln dieses Sandsteines finden wir auch einen halben km weit vom westlichen Ende von Kisbács in dem untern Teile des hier ausmündenden Graben auf dem Bryozoenmergel, wie andererseits die abgerutschten Schichten des Tuffzuges bei den westlichen Häusern des Ortes zu sehen sind.

Sehr viele, mächtige, metergrosse und noch grössere permische Rotsandsteine, sowie Rhyolith- und Dacitblöcke aus der Vlegyásza sind gleichfalls hier und überhaupt im Verlaufe des Kecskés- und Nádasales zu finden, die beweisen, dass der Rand der Vlegyászagruppe des westlichen Grenzgebirges des Siebenbürger Beckens noch im Pliocän unter einer permischen Sandsteindecke war, die seither ganz weggeräumt wurde. Permische Sedimente sind gegenwärtig in der Vlegyásza nur an einigen eingestürzten Teilen am Laufe des Draganbaches erhalten.

Über der Szent-Istvánwiese erhebt sich der mit 645 m Höhe markierte Hegyes-berg, dessen mit gröberem Konglomerat beginnendes sandiges Material nicht nur petrographisch mit dem der „Feleker Schichten“ übereinstimmt, sondern auch stratigraphisch ganz dieselbe Lage einnimmt, also schon auf Grund dieser Analogie unter die sarmatischen Sedimente zu rechnen ist. Es ist bezeichnend, dass 1874 auch Dr. ANTON KOCH dieselben als mit den Feleker Schichten identisch betrachtete und dem entsprechend den Zug des Szőlőtető auf seiner geologischen Karte färbte, allerdings hielt er damals noch beide Schichten für oberes Oligocän.¹

Weder auf diesem Höhenzuge finden wir den auf der Karte in ca 4 km Länge eingezeichneten Tuff, noch auch weiter nördlich gegen Nádaskóród zu auf dem Malomgát, dagegen ist Dacittuff mit Opalsandstein südlich von Kisbács in dem 424 m hohen Zuge des Hegytető vorhanden.

Auch auf dem Gebiet der Gemeinde Nádaskóród finden wir nur an dem südlich vom Dorfe gelegenen Abhange in ca 600 m Höhe die dünnen Bruchstücke des Dacittuff, sowie weiter nach Süden im obersten Teile des Csipkés árok. Im Orte Nádaskóród selbst ist nicht Tuff, sondern sandige „Forgácskút-er Schichten“ des obern Oligocän anstehend zu finden, auf welche an der Nordseite die durch ihre Versteinerungen berühmten Kóróder Schichten folgen.

Wir sehen also auf dem Gebiete nördlich vom Kőszegő, in der Farkasverem und ihrer Umgebung ein bedeutenderes Dacittuffvorkommen und müssen ein gleiches auch auf dem Kőszegő selbst annehmen. Leider ist hier an dem von Wald und zum Teil dichtem jungen Gestrüpp bewachsenen Berg zur Zeit kein Aufschluss. Auf der Südseite sind die sicher durch alte Steinbrüche verursachten Einsenkungen von jungem Walde bewachsen. Auch der steile Bruch an der Westseite zeigt keinerlei Aufschlüsse. Jedoch die Steine an der ca 40 m hohen südlichen und westlichen Seite des tafelförmigen, sich plötzlich erhebenden Berges, die zwischen dem Laub zum Vorschein kommen, sind sämtlich Tuffstücke. Es finden sich solche darunter, die eine mit freiem Auge sichtbare gute Schichtung zeigen, aber auch solche, an denen eine Schichtung kaum zu erkennen ist.

Ausser dem Tuff findet man an einzelnen Stellen feinen Sandstein, weiterhin opalisierten wulstigen Hieroglyphensandstein in

¹ Dr. KOCH A. Adatok Kolozsvár vidéke földtani képződményeinek pontosabb ismertetéséhez. Földt. Közl. 1874. (nur in ung Text.)

Stücken, wohl die meisten an der Südseite oberhalb der guten Quelle, in dem Graben, der an das untere Ende von Szucság führt, wo ein beträchtlicher Teil des aus Tuff bestehenden Gipfels auf die Intermediaschichten des obern Eocän abgerutscht ist.

Vom Aufbau des Kőszegő kann man sich in Ermangelung jeglichen Aufschlusses kein sicheres Bild machen, daher kann ich nur aus den einzelnen Stücken, die sich an seinen Abhängen finden, auf Grund der bekannten Wand an der Hója auf diesen interessanten Tuffberg schliessen. Unter den makroskopischen Eigenschaften der Gesteinsstückchen ist eine wichtige die, dass einzelne keine Schichtung zeigen; es sind weisse grosskörnige Tuffe mit stellenweise bimssteinartiger Struktur. Dagegen kommen auch rötliche, biotitreiche geschichtete Tuffe vor, in denen sich auch Muskovit und andere Mineralien nicht vulkanischer Herkunft reichlich finden.

Die mikroskopischen Eigenschaften des Dacittuff vom Kőszegő.

Der vom östlichen Ende des Kőszegő stammende weisse, grobkörnige Tuff zeigte bei der mikroskopischen Untersuchung die folgenden Eigenschaften: Die Rolle des glasigen Materials ist sehr wechselnd, so dass die Menge der Mineralien $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ der Gesamtmasse beträgt; unter diesen kommt *Muskovit* von fremder Herkunft kaum vor. Die *Glasmasse* besteht aus verwirrten Haufen von Bimsstein und andern glasigen Gebilden. Manche Glasstückchen enthalten auch *Apatit*, aber die Kristallisation der meisten ist noch nicht einmal so weit fortgeschritten. Mit den vulkanischen Explosionen ist nur wenig, nicht vulkanisches Material herausgeschleudert worden.

Die glasigen Bestandteile des vulkanischen Tuff sind ziemlich abwechselungsreich entwickelt, in so weit als sie einerseits verschiedene Grade von Porösität zeigen, andererseits darin braune, reichlich Trichite enthaltende Obsidiankörner vorkommen, die oft, senkrecht zur Richtung der Trichite, zu der Länge nach positiven Streifen umkristallisiert sind. Es finden sich auch 100 μ grosse reine Glaskörner, sowie auch Bruchteile umkristallisierter Grundmasse darin. Ausserdem kommen Rhyolithstückchen mit regelmässigen Sphärolithen von negativem Charakter und andere eruptive Trümmer darin vor, die sehr dem Gestein des Dragantales in der 40 km weit westlich gelegenen Vlegyásza ähneln und aus den durchbrochenen Sedimenten eingemengt werden konnten.

Die Mineralkörner sind ungefähr 1 mm gross, aber es gibt auch kleinere darunter. Die *Feldspate* zeigen überhaupt durch ihre ausgeprägte Zonenstruktur deutlich, dass diese Mineral- Glas- und

Gaseinschlüsse enthaltenden Bruchstücke gewaltsam durch die heftige Explosion zerstückelt wurden. Die äussere Zone eines derselben erwies sich als *Oligoklasalbit*, ein anderes Bruchstück als *Oligoklasandesin* und *Andesin*. Dazwischen sind viele vulkanische Quarzkörner, mit rhomboederförmigen $40\ \mu$ grossen Glaseinschlüssen, (negativer Kristall). Der *Biotit* ist nur durch sehr wenige, in Chlorit übergehende Blättchen vertreten und in geringer Menge findet sich brauner *Amphibol*. *Magnetit*körner kommen auch frei vor.

Als fremde, nicht vulkanische Gebilde kommen kristalline Schieferbruchstücke in diesem Tuff nur vereinzelt vor; ein solches ist z. B. ein $100\ \mu$ grosses Korn aus Quarz und Muskovit. Bei der genauen Durchmusterung mehrerer Schliffe fand ich ausser den Bruchstücken von kristallinem Schiefer noch vereinzelt alten Quarz mit Hohlräumen und Flüssigkeitseinschlüssen, *Chlorit*, *Pyroxen*, kleine $150\ \mu$ grosse *Granatkörner*, *Turmalin* ($100\ \mu$), $200\ \mu$ langen *Sphen* und *Zirkon*.

Der auf dem Gipfel des Kőszegő an der Westseite vorkommende, rötliche, sechseitige Biotitblättchen enthaltende Tuff ähnelt dem der Hója. Auch an diesem kann man eine Schichtung kaum wahrnehmen, auch die Glimmerblättchen liegen nicht alle nach einer Ebene angeordnet und mit freiem Auge betrachtet verraten nur ganz wenige Muskovitblättchen die Anwesenheit fremder Bestandteile. Im übrigen ist auch dies ein auffällig reiner Glastuff, in dem jedoch bereits viel mehr Mineralien vorkommen, wie im vorigen, so dass beinahe die Hälfte des Gesteines Mineralkörner ausmachen, die ca $\frac{1}{2}$ mm und nur selten grösser als 1 mm sind. Was die Mineralien betrifft, so gilt im Grossen und Ganzen dasselbe, was ich über diejenigen des vorigen Gesteines geschrieben habe.

In dem amorphen Teil ist Bimssteinstruktur nur in geringen Bruchteilen und auch in diesen nur schwach entwickelt. Dieser Tuff scheint also einer mineralienreichen Schicht der Hójaer obern Tuffreihe zu entsprechen.

Im Zusammenhang mit dem Ausbruch des Dacittuff auf dem Kőszegő drangen zuletzt opalhaltige Lösungen in grosser Ausdehnung an die Oberfläche. Ausser dem auf der Hója kennen gelernten opalisierten Sandstein finden wir hier auch roten und gelben Jaspis.

Der flüchtig untersuchte Dacittuff der Farkasverem ist ein Mineraltuff, der zu $\frac{1}{3}$ seines Volumens von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ mm, aber ausnahmsweise auch von über 1 mm grossen Mineralbruchstücken gebildet wird. Die Mineralkörner sind: Quarz, Feldspat, darunter viele Plagioklastrümmer mit Zonenstruktur, Biotit, Mag-

netit, sehr wenig kleiner Muskovit, Chlorit, Amphibol, brauner Turmalin mit Zonenaufbau und Granat, also zum Teil Sandkörner, die älter sind als die Explosion.

Stellenweise halten dünne Glasfäden diese Mineralien zusammen, an andern Stellen jedoch häufen sich bis zu 2 mm lange, in einem Gestein bis zu 5 mm lange, amorphe fädige oder nicht fädige Glastrümmer nur aufeinander. Mancher Tuff macht den Eindruck, wie wenn er kleinkörnigen Sand durchbrochen habe und die fremden Mineralien in das Gestein mitgerissen worden wären. Vereinzelt kommen trichitische und reine Obsidiankörner, so wie auch andere umkristallisierte eruptive Brocken darin vor.

Weiterhin finden sich auch solche ungeschichtete oder schwach geschichtete, kleinkörnige Tuffe, in denen die Menge der Mineralien auf $\frac{1}{5}$ — $\frac{1}{10}$ des Volumens herabsinkt, in denen also einen grossen Teil des Gesteines die Glaskörner bilden. Von farbigen Mineralien sind in diesem gewöhnlich tabakbraune Biotite in der grössten Menge vertreten. Muskovit kommt nur sehr wenig vor. Die Grösse der Mineral- und Glasbrocken wechselt zwischen 20—300 μ . Die Arten sind dieselben wie vorhin. Was die Gesteinseinschlüsse betrifft, so häufen sich, ausser Rhyolith, kristalliner Schiefer, in einzelnen Gesteinen auch Mergelbrocken an.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass am westlichen Rande des Miocänbeckens in der Gegend von Kolozsvár an mehreren Stellen Tuffschichten von beträchtlicher Dicke vorkommen, aber nirgend, nicht einmal in dem imposanten Zuge der Hója in solcher Mächtigkeit, noch so rein, wie auf dem Kőszegő, wenn wir ferner in Betracht ziehen, dass die Mineralkörner und vulkanischen Glasstücke hier am grössten sind und der Tuff verhältnismässig am reinsten seine vulkanische Herkunft zeigt: so müssen wir auf dem Kőszegő oder vielleicht in der in seiner Nähe befindlichen Farkasverem ein Eruptionszentrum annehmen, aus dem die Tuffablagerungen der Umgebung stammen. Allerdings ist an diesen Stellen eine zusammenhängende Eruption nicht zu sehen, sowie auch diejenige Art der Gesteinsstruktur, wie ich sie vom Kolozser Farkascsúp beschrieben habe, aber man muss bedenken, dass hier Aufschlüsse gänzlich fehlen, dass wir, da das Gestein auf der einen Seite von Wald, auf der andern von Ackerfeldern bedeckt ist, bezüglich der nähern Umstände dieses Vorkommens mehr nur auf Vermutungen angewiesen sind.

Das verbindende Glied zwischen dem Tuff der Hója und des Kőszegő bildet der Tuff des Szt.-Pálteiő, der von den vorigen

geschieden, sogar selbst in zwei Teile geteilt ist. Es finden sich hier dieselben Arten von Tuffen, wie wir sie schon vom Kőszegő und der Hója näher kennen gelernt haben. Namentlich der *grobkörnige Mineralientuff* ist hier vorhanden, der zur Hälfte von $\frac{1}{2}$ mm grossen *Feldspat*-, *Biotit*- und *Quarz*bruchstücken gebildet wird. Ausser diesen Mineralien vulkanischer Herkunft kommen in geringer Menge nicht vulkanischer *Quarz*, *Muskovit* und *Turmalin*, selten auch *Augit* darin vor. Die Bimssteinfäden erreichen eine Länge bis zu $1\frac{1}{2}$ mm. Auch grüne, kugelige *glaukonit*-artige, tonige Bildungen von $\frac{1}{2}$ mm Durchmesser, mit kalkiger äusserer Hülle sind zu finden.

Auf der Südseite kann man deutlich sehen, dass hier auf die obern eocänen Intermedien- und stellenweise Bryozoenschichten, grade so wie auf dem Kőszegő, die Transgression des mittlern Miocän erfolgte, deren kaum 20–30 m mächtige Schichtenreihe ein dünner Rest von Dacittuff bedeckt, mit dem am nördlichen Abhang auch Stücke des Opalsandsteines vorkommen. Die Intermedien Schicht wird am nördlichen Abhange zum grössten Teil durch den abgerutschten mittelmiocänen Mergel verdeckt.

Westlich vom Kőszegő kenne ich kein Tuffvorkommen. Es scheint jedoch natürlich, dass die Tufferuption ursprünglich nicht mit der dicken Schicht des Kőszegő geendet haben mag, sondern dass sie Asche, Sand und Lapilli auch auf das von hier westlich sich ausbreitende Festland streute, woher die Erosion nachträglich alles weggeräumt hat.

Nach Norden zu kenne ich bei Kisbács, Papfalva, Nádaskóród, Magyarnádas die Fortsetzung dieses Tuff, von welchem eingehender bei dieser Gelegenheit nicht die Rede sein wird.

Wenn wir die in der Umgebung von Kolozsvár am linken Ufer des Szamos vorkommenden, wahrscheinlich dem in der Gegend des Kőszegő vorhanden gewesenen Explosionskrater entstammenden Dacittuffe mit den in meiner erster Veröffentlichung beschriebenen, vom Farkascsúpus stammenden Tuffen von Kolozs vergleichen, so können wir feststellen, dass die zur Gruppe des Kőszegő gehörigen Tuffe viel mehr verwandte Züge mit den Gliedern des Kolozser obersten (III), oder mittlern (II); wie mit dem untersten (I) Tuffzug verraten.

4. Die südlich von Kolozsvár auf der rechten Seite des Szamos vorkommenden Tuffschichten.

Das Profil des Hójazuges und des Kőszegő mit dem aufgelaagerten Opalsandstein und weiter nördlich zwischen Kisbács und Nádaskóród mit dem, in einem höhern Niveau vorkommenden Konglomeratsandstein machen einen Vergleich mit den auf der rechten Seite des Szamos, südlich von der Hója gelegenen Tuffvorkommen wünschenswert, über welchen sich auch das durch Versteinerungen festgestellte obere Miocän, der Sarmata-sandstein vorfindet.

Wir werden folglich die tuffenthaltenden Schichten auf dem Gebiet zwischen Erdőfelek, Kolozsvár, und dem südwestlich davon gelegenen Kolozstótfalu kennen lernen, um dann allgemeine Schlüsse ziehen zu können.

Auf diesem grossen Gebiet, besonders auf seinem östlichen Teile, finden wir keine derart zusammenhängenden ansehnlicheren Tuffaufschlüsse oder Wände, wie wir sie am linken Ufer des Szamos kennen gelernt haben. Hier finden wir auch bei sorgfältigem Suchen den Tuff meist nur in einzelnen zerbrochenen Scherben oder in kleinern Zügen, welche den im einleitenden Teil erwähnten zerrissenen und gegen das Szamostal zu abgerutschten Charakter des Gebietes verraten.

Es ist nicht vergebene Mühe, diese zerstreuten Tuffschichten zusammen zu suchen und näher kennen zu lernen. Die mikroskopischen Eigenschaften verraten besser ihre Zusammengehörigkeit, bzw. ihre Unterschiede und geben bezüglich ihrer Abstammung viele wertvolle Aufklärungen.

Die Tuff enthaltenden Schichten der Erdőfeleker Seite.

Bemerkenswert ist, dass am nördlichen Rande von Erdőfelek unter dem Friedhof auf der Kosta starpa in 700 m Höhe an der Strasse auf feinen Sand gelagert, Dacittuff enthaltender Mergel vorkommt, in dem auch haselnussgrosse Bimssteinstücke vorhanden sind, welche an den auf dem Gipfel der Hója gefundenen Tuff mit seinen centimetergrossen Bimssteinstücken erinnern. Eine dickere Reihe ähnlichen mergeligen Gesteines findet man weiter unten in 685 m Höhe im Graben, wo im Zusammenhang damit auch Opalsandstein vorkommt, dessen abgebrochene, abgerutschte Stücke auch tiefer unten in verschiedener Höhe vorkommen.

Dass dieser im Ganzen 45 m unter dem Erdőfeleker Templomdomb liegende Dacittuff enthaltende Mergel, sowie die etwas tiefern,

abgebrochenen, hinzugehörigen Schichten zu den sarmatischen Seditimenten zu zählen sind, das beweist auch, ausser den im einleitenden Teile aus der Ajtoner, der Feleker ähnlichen Schichtenreihe aufgezählten tierischen Überresten, die aus dem von diesem Tuff südwestlich 1 km weit entfernten Graben, oberhalb der Landstrasse aus schieferigem Mergel stammend, zu den Fucaceen gehörige Alge, *Cystoseira Partschii*, diese charakteristische Pflanze der sarmatischen Schichten, welche vom Universitätspraktikanten HANS TULOGDI und stud. phil. JULIUS BIHARI 1913 gesammelt und bestimmt wurde. Ausserdem kommt hier vor:

Pinus Felekiensis Staub.

Quercus mediterranea Ung.

Cinnamomum Scheuchzeri Heer.

Acer trilobatum Al. Br. Diese lassen auf eine subtropische Küste und an derselben lebende Nadel- und Laubwälder schliessen.

Nördlich von Erdőfelek kenne ich ostnordöstlich $\frac{1}{2}$ km vom Wegräumerhause an der Landstrasse entfernt, in dem mittlern grossen Graben die am besten zusammenhängenden dünnen Tuffschichten, ca 550 m hoch über dem Meeresspiegel. Über der Vereinigung dieses Grabens mit dem anderen sind hier in einer Ausdehnung von ca 200 m die Mezőseger Mergelschichten von einzelnen härtern Sandsteinbänken unterbrochen, die als widerstandsfähigere Schichten stellenweise kleine Wasserfälle zu Stande kommen lassen. Auch eine dünne kohleführende Schicht kommt hier vor, entsprechend den im Györgyfalvaer und den von Erdőfelek südlichen Gräben kennen gelernten Verhältnissen.

Auf die kohleführende Schicht folgt $\frac{1}{2}$ m schieferiger Mergel, 0.15 m Sandstein, 1 m Mergelbank, 0.30 m Sandsteinbank, darin kindeskopfgrosse Kugeln, darüber 1.50 Mergel, 0.25 m Sandstein. Im Ganzen fallen diese Schichten sehr sanft gegen SSO und gehören zu der von der Kolozsvärer Salzquelle südwestlich streichenden Antiklinale, welche sich allmählich an den Rand der Feleker Tafel schmiegt.

An einem 4 m hohen Aufschluss konnte man 1910 gut sehen, dass die 0.4 m dicke, dichte Tuffschicht mehrfach mit den gipshaltigen Schichten eines dünnern groben Sandsteines abwechselt.

Ohne eine speziellere Beschreibung der tuffhaltigen, mergeligen dichten Gesteine zu geben, will ich hier nur soviel hervorheben, dass unter diesen auch feine, sandige, bimssteinige Tuffe, bestehend aus Quarz, Muskovit, wenig Biotit, winzigen (10 μ) Kalkkörnern, spärlichen ausserordentlich kleinen Hämatit-, Magnetit-, Feldspat-

kristallen vorkommen, die ungefähr zur Hälfte noch aus eruptivem Material bestehen. Aber es gibt auch solche, in denen der glasige Teil bereits sehr untergeordnet ist, das Gestein zum grössten Teil von einem glimmerreichen, umkristallisierten, grünlichen, tonigen Gemenge zusammengesetzt ist, in dem rote zygosporienartige Gebilde vorkommen.

Die Korngrösse ist bedeutend kleiner manchmal grösser als $\frac{1}{10}$ mm. Der glasige Tuffteil ist stellenweise derart verklebt, dass sich die ursprünglichen Körner nicht mehr unterscheiden lassen, manchmal jedoch sind sie von einander abgesondert. Es scheint daher, dass auch diese den obersten feinen Tuffschichten des Hójazuges entsprechen.

In einem untern Abschnitt dieses Grabens findet sich auch ein anderer häufiger Zug des obersten Tuffniveau's der obern Tuffschichten des östlich von Kolozsvár gelegenen Gebietes, nämlich der kalkige Tuff. Dies ist ein dichter brauner Tuffmergel, in dem sich nur unter dem Mikroskop die weniger als $\frac{1}{10}$ mm grossen, dichten, reichlich vertretenen Glassplitter mit hackigen Zapfen und die weniger zahlreichen Bimssteinstücke erkennen lassen. Diese vulkanischen Stoffe sind von jüngeren kristallinen Calcitgebilden umgeben, ja die fadenförmigen Bimssteinstückchen beginnen selbst zu verkalken. Die schwarze Farbe wird grösstenteils von Pflanzenresten verursacht, unter denen sich auch an Zygosporien erinnernde Gebilde vorfinden. Ausserdem kommen auch 70 μ grosse, alte Quarz- und Magnetitkörner in diesem Gestein vor.

Über diesen abwechselnden Tuff-, Ton- und Mergelschichten folgen nicht weit Konglomerate, vorherrschend aber sandige sarmatische Schichten, zwischen denen oben in Erdőfelek am NO-ende des Dorfes, sowie 1 km westlich vom Orte im Graben zwischen Gruju und Ripa in ca 700 m Höhe in der Wand des obersten Bruches auch mergelige feinere Schichten vorkommen.

Der Erdőfeleker Fersecel.

Man muss die Tuffstücke, welche nordöstlich von Erdőfelek im westlichen Graben des auf der Karte *Fersecel* genannten Gebietes in ca 450 m Höhe zu finden sind, für Stücke des obersten geschichteten Tuff halten, der hier gleichfalls gegen SSW zu unter 20° einfällt.

Unter dem Mikroskop finden wir darin ausser viel feinkörnigem Quarz, Feldspat und Glimmer kleine amorphe Glaskörner, die grösstenteils zerdrückt sind, aber die übrigen kleinen Mineralien

verraten noch an einigen Stellen die Grösse des ursprünglichen Tuffkornes. Rote an Zygosporen erinnernde Gebilde kommen auch hier vor.

In einem andern hierher gehörigen, etwas gröbern sandigen Tuff kommen auch kalkige Teile, weiterhin wenige kleine Globigerinen und Pflanzenreste vor.

Zwischen den beiden, nördlich von Erdőfelek findet man an den steilen Bruchstellen der *Subkoste* genannten Hügel bis zu 650 m Höhe oft ein ziemlich starkes, bis zu 20°–40° sich erhebendes Einfallen nach S oder SSO. Wenn wir in Betracht ziehen, dass nördlich hiervon im obern Teile des Békás die Schichten nördlich oder nordnordwestlich unter 10°–30° einfallen, so haben wir die vorhin erwähnte Falte, die sich der Feleker Tafel anschmiegt, vor uns. An der Subkoste wechseln Fischschuppen führende Mergel, mit sandigen, kalkigen, zum Teil tuffhaltigen Sedimenten ab, auf welche der Feleker Sandstein als Decke folgt. An dieser Seite ist im 654 m Höhe eine dünne tuffenthaltende Mergelschicht, welche unter 40° nach S zu einfällt. Glasige Teile sind in diesem Globigerinenmergel nur wenige. Weiter unten dagegen in 550 m Höhe sind aus feinen Bröckeln bestehende zerdrückte Glastuffschichten zu finden, in denen wenig fremde, sandige Bestandteile vorkommen, nur stellenweise sind viele 20–30 μ lange Muskovitfäden und kleine Globigerinen vorhanden.

Es sei bemerkt, dass ich eine ähnliche tuffige, mergelige, Fischschuppen enthaltende Schicht südlich von Erdőfelek an der Wand des am Fusse des Rozsinahügels verlaufenden *Olárbaches* gefunden habe, wo dieselben in ca 600 m Höhe sehr sanft (3°) gegen Norden zu fallen scheinen.

Der Kolozsvärer Házsongárd und seine Umgebung.

Ich erwähne hier, dass solch zerstreute Tuffscherben auch südlich von Kolozsvár, auf der westlichen Seite der Erdőfeleker Landstrasse 520 m und in den auf der östlichen Seite gelegenen Gräben 480 m hoch, weiterhin am Süden der Stadt in den Gärten des Házsongárd und auf der Terrasse, die östlich von den äussersten Gärten sich in 430 m Höhe ausbreitet, wenig diluvialen Schotter trägt und neuerdings zum Spielplatz aussersehen ist, bei Gelegenheit von Erdarbeiten an die Oberfläche gelangt sind. Ich fand dieselben auch weiterhin in einem der Einschnitte neben der „Társadalom“ in der Majálisgasse kaolinisiert und verkalkt, sowie nordöstlich von hier in den das obere Ende der Görögtemplomgasse abschlies-

senden HIRSFELD- und ESTERHÁZY-gärten in 420 m Höhe. Dass diese hier abgerutscht und nicht an ursprünglichen Stelle sind, das beweist ihr Auftreten mit Feleker Sandsteinkugeln zusammen in den Einschnitten neben der „Társadalom“ und auch ihr sonstiges Vorkommen mit Feleker Sandstein zusammen.

In dem gepressten dichten Tuff aus dem Garten des Bürgermeisterstellvertreters, L. ESTERHÁZY kommt sehr wenig, $\frac{1}{10}$ und noch weniger Volumen erfüllender 100 μ messender und kleinerer Quarz und Feldspat, weiterhin kleine halbkristalline Schieferstücke, mit grünen und limonitischen Teilen vor. Auch in Zusammenhang mit den Planierarbeiten Ende 1915 im oberen Teile des zu Beginn des Krieges zustande-gekommenen Soldatenfriedhofes konnte man die verkalkte Tuffschicht sehen.

Die Tuff enthaltenden Schichten des Soldatenfriedhofes.

In den, zusammenhängend mit den Verwüstungen des gegenwärtigen Krieges reichlich gegrabenen Gräbern hatte ich die Gelegenheit den Zusammenhang dieses verkalkten Tuff mit den tiefern Schichten zu beobachten, sowie auch in den 3-4 m tiefen Probeflöchern, die auf meinen Wunsch im Interesse des geplanten Erinnerungsdenkmales ausgehoben wurden.

Zwar kommen ganz verkalkte oder lehmige, im übrigen auffallend reine Dacitglastuffe im Zusammenhang mit Mergel auf dem Gipfel der Anhöhe vor, aber sie finden sich auch in den Gruben der östlichen Hälfte des Friedhofes unter der nordwestlichen Ecke des israelitischen Friedhofes. Die Schichten an der Oberfläche der Anhöhe scheinen sich in fast horizontaler Lage zu befinden, die tiefern Schichten dagegen haben in der Nähe des Gipfels ihre ursprüngliche Lage verlassen und fallen nicht in gleicher Weise, nicht einmal gleichmässig, im Allgemeinen aber unter 15° gegen SO zu, wovon ich mich 48 m nördlich von der städtischen Höhensäule in der am Südwestende des Kriegerfriedhofes gegrabenen 4,5 m tiefen Versuchsgrube überzeugt habe.

Auch in der östlichen Hälfte des Kriegerfriedhofes ist das Fallen der Schichten sehr verschieden, in so ferne, als auch an dieser tiefern Stelle 1-2 m unter der Oberfläche in Folge von Brüchen und Rutschungen die oben erwähnten verkalkten Glastuffe der Höhe vorkommen, die mit freiem Auge betrachtet manchmal wie Sand aussehen und an einzelnen Stellen zerdrückt oder in losem Zustande vorkommen. Diesen tiefer gelegenen kalkigen Dacittuff konnte ich am besten in der Nähe der Nordwestecke des Judenfriedhofes in

einer 5 m tiefen Versuchsgrube und in den Gruben oberhalb des alten Brunnen beobachten, wo man ein Meter tief unter der Oberfläche ein westnordwestliches Fallen der Schichten unter 10° , weiter nach Osten ein ähnliches unter 20° — 30° messen konnte. Es ist zu bemerken, dass zwischen diesen obern Tuffen auch genau ähnliche lose, sandige Tuffe vorkommen, wie sie von hier südwestlich der Plecskahöhe und dem Vadas in bedeutend grösserer Höhe zu finden sind. Weiter östlich im Kriegerfriedhof, ca 50 m von der Tordaerstrasse entfernt, beobachtete ich eine ganz andere Lagerung, da sich hier die verbogenen, im Ganzen nordöstlich—südwestlich streichenden und meist nordwestlich fallenden, vielfach sehr launenhaft verkrümmten und verzerrten Falten sehr steil an die Oberfläche empordrängen. Hiervon konnte man sich auch an der Hand des 1915 frisch abgegrabenen obern Randes des Kriegerfriedhofes, sowie der während der russischen Offensive 1916 vermehrten, dicht neben einander liegenden Gräber gut überzeugen.

Ein ähnliches steiles Empordringen der zum untern Miocän gehörigen Gipschichten kenne ich schon seit Jahren an der jenseitigen, östlichen Seite der Tordaerstrasse, ca $\frac{1}{4}$ km von derselben entfernt und 32 m unter der vorhin erwähnten städtischen Hörensäule in dem quarzreichen Gipsvorkommen des *Cigánypatak*, die mit dem zusammenhängenden Mezöséger Mergelschichten im allgemeinen einen N-S Streichrichtung haben und gegen W zu sehr steil einfallen.

Während dieses interessante Gipsvorkommen im *Cigánypatak* neu ist, hat das $\frac{3}{4}$ km südöstlich im *Békáspatak* gelegene mein verdienstvoller Vorgänger Dr. ANTON KOCH¹ und die hier vorkommenden Mineralien mein gewesener Assistent Dr. ERNST BALOGH² spezieller beschrieben. Die Streichrichtung der Békáser Schichten ist NO und gehört zum Nordwestflügel der durch das östliche Ende von Szamosfalva gehenden Antiklinale.

Wenn wir bei diesem tektonischen Überblick noch in Betracht ziehen, dass zwei km südöstlich von der Békáser Antiklinale im Fersecelgraben die ost-westlich streichenden Schichten bereits nach S zu einfallen, so sehen wir, dass dort, wo die sich ostwestlich hinziehende Feleker Tafel und der nordnordöstlich gerichtete Kolozsvärer Rand zusammentreffen, die Falten eine wahrhaft fächerartige Gruppierung zeigen.

¹ Dr. A. KOCH Tertiäre Bildungen etc. II. p. 67—68. Budapest, 1900.

² Múzeumi Füzetek. Mitteilungen aus der min. geol. Sammlung. d. Siebenb. Nat. Museum. B. VI. Nr. 1. Kolozsvár, 1912. p. 3.

Was die Tuffschichten der Friedhof anbelangt, muss ich erwähnen, dass unter dem obern feinen, stellenweise verkalkten Tuff im Allgemeinen sehr oft gelblich-grüner, typischer „Mezőségi Mergel“ vorhanden ist, der unter dem Mikroskop betrachtet durch 25–70 μ grosse Quarzsandkörner und Muskovitblättchen, wenig Feldspat, bisweilen durch Magnetit ein sandiges Aussehen erhält und auch einige Globigerinen enthält. Gegen O zu, also dem tiefern Niveau entsprechend, kommen in einer stark gefalteten Gruppe zwischen dem Mezőségi Mergel 1–2 cm dicke Amphibolandesittuffschichten vor, die als wasserdurchlässige Schichten gewöhnlich sehr stark von Limonit gefärbt sind. Ausnahmsweise kann man darunter auch unversehrt gebliebene Teile antreffen. In diesem, in frischem Zustand grauen Andesittuff sind die kleinen Amphibolbruchstücke, die sich gleichmässig zerstreut zwischen den Mineral- und Bimssteinkörnern vorfinden, nicht mit freiem Auge zu erkennen.

Unter dem Mikroskop kann man sich davon überzeugen, dass dieser Amphibolandesittuff ein Mineraltuff ist, in dem die in der Regel bimssteinigen, aus sehr kleinen Glassplittern bestehenden Brocken in geringerer Menge vorhanden sind, wie die Mineralien. Die grössern Mineralkörner sind gewöhnlich Bruchstücke von $\frac{1}{3}$ – $\frac{1}{4}$ mm Grösse. Aber es kommen auch Haufen von noch kleineren Mineralbruchstücken vor. Unter den Mineralkörnern herrschen Feldspat und Amphibol vor.

Die Feldspatetrümmer zeigen Zonenstruktur, u. zw. einen innern der Labradoritreihe angehörigen Teil und eine etwas sauerere, dem Andesin sich nähernde äussere Hülle. Aber es kommen Labrador-Bytownite vor, ja ich habe sogar auf noch basischern Feldspat hindeutende optische Eigenschaften beobachtet.

Der Feldspat bildet Albitzwillinge, die aus nicht viel Individuen aufgebaut sind, seltener Periklin und Karlsbader Zwillinge. In diesen finden sich häufig dem sie beherbergenden Mineral ähnlich gestaltete, kleine Glaseinschlüsse (Negativkrystalle) mit Gasblasen. Manchmal ist nur ein Teil des Feldspates von Glaseinschlüssen erfüllt, so dass die eine Hälfte des Feldspates aufgeblasen erscheint. Selten kommen in den Feldspaten auch Flüssigkeits-einschlüsse mit Libellen vor.

Die Amphibole gehören zu den grünen Amphibolen. Am Aufbau seiner Säulen nimmt neben (110) auch (010) Teil und sie bilden doppelte Zwillingen nach (100). Der Pleochroismus ist parallel zu γ (n_g) = grünlichblau, zu β (n_m) = gelblichbraun, bei gleich starker Lichtabsorption parallel zu α (n_p) = hellgelb, bei bedeutend schwächerer Absorption.

Von färbigen Mineralien sind noch wenige hellgrüne *Augite* und *Bronzit*-artige *rhombische Pyroxene*, weiterhin in grösserer Anzahl *Magnetit*-Körner, manchmal mit kleinen *Apatiten* in diesem Tuff zu finden, ausserdem sehr spärlich *Biotit*, der zu *Delessit* umgewandelt ist und noch seltener *Quarz*-Körner.

Mit diesem Amphibolandesit kommt auch dünner, weisser Glas-tuff vor, der sich bei mikroskopischer Untersuchung auf Grund von basischen Feldspat, der eine untergeordnete Rolle spielt und grünem Amphibol gleichfalls als Amphibolandesittuff erweist. Der grösste Teil dieses Tuff wird von Haufen weisser Bimssteinfäden gebildet, die bis zu 1 mm gross sind und in manchen sind auch Gerüste aus basischen Feldspatmikrolithen vorhanden. Der äussere Teil der Bimssteinkörner ist kaolinisiert.

Aus all diesem geht hervor, dass dieser Amphibolandesittuff sich wesentlich von dem im höhern Niveau vorkommenden Dacittuff unterscheidet, nicht nur, was seine mineralische Zusammensetzung betrifft, sondern auch darin, dass in diesem die Mineralien nicht vulkanischer Herkunft fehlen, die im Dacittuff eine so allgemeine und grosse Rolle spielen. Die Amphibolandesittuffe sind also viel reinere Eruptionsprodukte, wie die Dacittuffe.

Unter den Mineralien des Amphibolandesittuff verdient der grüne Amphibol, sowie die selten im Feldspat vorkommenden *Flüssigkeitseinschlüsse* besondere Beachtung, denn sie lassen darauf schliessen, dass diese Mineralien aus grösserer Tiefe stammen.

Einen unversehrtesten Amphibolandesittuff des Kolozsvärer Soldatenfriedhofes hat Assistent Dr. STEPHAN FERENCZI einer chemischen Analyse unterworfen, deren Ergebniss ist das Folgende:

Werte nach A. OSANN

	ursprüngliche Analyse	auf 100 Gewichtsteile trocknen Stoff umgerechnet und reduziert	Molekular- proportion	Molecular %
SiO ₂	49·89%	52·30%	0·8717	57·42%
Al ₂ O ₃	21·12 „	22·14 „	0·2171	14·30 „
Fe ₂ O ₃	4·31 „	4·52 „	8·34% FeO 0·1158	7·63 „
FeO	4·08 „	4·28 „		
MgO	3·38 „	3·54 „	0·0885	5·83 „
CaO	9·09 „	9·52 „	0·1700	11·20 „
Na ₂ O	2·72 „	2·85 „	0·0460	3·03 „
K ₂ O	0·81 „	0·85 „	0·0090	0·59 „
Glühverlust	4·15 „			
Hygr. Wasser	0·34 „			
	99·39%	100·00%	1·5181	100·00%

s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
57.42	3.62	10.68	13.98	2.5	7.5	10	8.3	α

Auf Grund der obigen Werte nach A. OSANN steht unser Gestein den Werten des zum Typus Pilis gehörigen Mijakit Nr. 190 (Mijakeshima, Japan) sehr nahe und neigt in mancher Beziehung auch den entsprechenden Werten des Amphibolaugitandesit Nr. 151 zu, der für den Mt. Hood Typus (Mk. Hood, Oregon) charakteristisch ist.

Neue Werte nach A. OSANN.¹

$$\begin{aligned} S \text{ Al F} &= 18, 4.5, 7.5 \\ \text{Al C Alk} &= 15, 11.5, 3.5 \\ \text{NK} &= 8.3 \\ \text{MC} &= 3.4 \end{aligned}$$

Nach A. OSANN's neuen Werten stände unser Gestein aber den Basalten sehr nahe, auf Grund des Verhältnisses S Al F dem Basalt von Huelmont Nr. 765, auf Grund des Verhältnisses Al C Alk dem Hypersthenbasalt von Mt. Thielson No 749.

Die Norm und Stellung des Gesteines im System der amerikanischen Petrographen.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Die Zusammensetzung der Mineralien entsprechend den Molecularproportionen in Prozenten.
Ursp. Analyse auf 100 Gewichtsteile trocknen Stoff umgerechnet . .	52.30 %	22.14 %	4.52 %	4.28 %	3.54 %	9.52 %	2.85 %	0.85 %	
Molecularproportion.	0.872	0.217	0.028	0.059	0.088	0.170	0.046	0.009	
Magnetit	—	—	28	28	—	—	—	—	$\left. \begin{array}{l} 6.50 \\ 12.09 \\ 1.73 \end{array} \right\} 20.32 = \text{Fem}$
Hypersthen	111	—	—	31	80	—	—	—	
Diopsid	16	—	—	—	8	8	—	—	
Orthoklas	54	9	—	—	—	—	—	9	$\left. \begin{array}{l} 5.00 \\ 24.10 \\ 45.04 \end{array} \right\} 74.14 = \text{F} \quad \left. \begin{array}{l} 79.60 \\ 79.60 \end{array} \right\} = \text{Sal}$
Albit	276	46	—	—	—	—	46	—	
Anorthit	324	162	—	—	—	162	—	—	
Quarz	91	—	—	—	—	—	—	—	
									99.92

¹ A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Abhandl. der Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. nat. Kl. 2. Abh. Heidelberg, 1913.

$$\frac{\text{Sal} = 79.60}{\text{Fem} = 20.32} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3} \dots \dots \text{Classis I. DOSALANE.}$$

$$\frac{Q = 5.46}{F = 74.14} < \frac{1}{7} \dots \dots \text{Ordo 5. GERMANARE.}$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 0.046 + 0.009}{\text{CaO} = 0.170} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \text{Rang 4. HESSASE.}$$

$$\frac{\text{K}_2\text{O} = 0.009}{\text{Na}_2\text{O} = 0.046} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \dots \dots \text{Subrang 3. HESSOSE.}$$

Werte nach LOEWINSON—LESSING:

	Ursprüngliche Analyse	auf 100 Gw. T. trocknen Stoff umgerechnet	Molecular- proportion	
SiO ₂	49.89%	52.30%	0.8717	
Al ₂ O ₃	21.12 "	22.14 "	0.2171	} R ₂ O ₃ = 2.45
Fe ₂ O ₃	4.31 "	4.52 "	0.0282	
FeO	4.08 "	4.28 "	0.0594	
MgO	3.38 "	3.54 "	0.0885	} R ^{II} O = 3.18
CaO	9.09 "	9.52 "	0.1700	
Na ₂ O	2.72 "	2.85 "	0.0460	
K ₂ O	0.81 "	0.85 "	0.0090	} R ₂ ^I O = 0.55
Glühverlust	4.15 "	—	—	
Hygr. Wasser	0.34 "	—	—	
Zusammen	99.89%	100.00%	—	

$$3.73 \text{ R}^{\text{I}} + \text{R}^{\text{II}}\text{O}, 2.45 \text{ R}_2\text{O}_3, 8.72 \text{ SiO}_2$$

$$1.58 \text{ " } 1.00 \text{ " } 3.55 \text{ "}$$

$$\text{R}^{\text{II}}\text{O} : \text{R}_2^{\text{I}}\text{O} = 3.18 : 0.55 = 5.8 : 1$$

$$\alpha = 1.56$$

$$\beta = 70.8$$

Auf Grund der obigen Werte stimmt dieses Gestein mit den Werten der *Basit* Gesteinsfamilie von erdalkalischer Ausbildung des Magmas, die von *diabasartigen* Gesteinen vertreten wird, fast ganz überein, auf Grund von β neigt es auch etwas der Gesteinsart: *Variolit* zu.

Dieser Amphibolandesittuff stimmt also sowohl bezüglich seiner mineralischen, wie seiner chemischen wesentlichen Eigenschaften mit dem Amphibolandesittuff von Balázsfalva überein.¹ Was die

¹ Dr. JULIUS v. SZÁDECZKY: Amphibolandesittuffe in der südwestlichen Hälfte d. Siebenb. Beckens Bd. I. Nr. 2. dieser Mitteilungen, Kolozsvár, 1912.

Herkunft dieses Gesteines betrifft, so kann ich nur darauf verweisen, was ich bei der Behandlung seines Balázsfalvaer Schwestergesteines schon erwähnt habe, dass sie nämlich wahrscheinlich mit dem ähnlichen Ausbruche der Amphibolandesite des siebenbürgischen Erzgebirges im Zusammenhange stehen. Die Entfernung Kolozsvár's von letzteren und des Balázsfalvaer Andesittuff von ähnlicher Korngrösse ist ungefähr gleich gross.

Auch in der Antiklinale des Kolozsfürdőer Salzkörpers kommt ein ähnlicher dünner Pyroxenandesittuff von untergeordeter Bedeutung vor,¹ dessen Eruption bedeutend vor dem Ausbruch des dortigen Dacittuff erfolgte.

Der Békáser Tuff.

Eine dem obern feinen Tuff im Házsongárd ähnliche Schicht finden wir abgerutscht über den Gipsschichten im *Békásbach* in ca. 420 m Höhe. In dieser herrscht das glasige Tuffmaterial vor, aber es findet sich auch ziemlich viel mit freiem Auge wahrnehmbarer *Quarz* von $\frac{1}{3}$ mm Grösse, weiterhin sind unter dem Mikroskop 0.13 mm grosser *Plagioklas* und zahlreiche 30 μ grosse *Muskovit*flaumen zu erkennen, sowie ziemlich reichlich sporenähnliche organische Bestandteile. Diese verleihen dem Gestein, mit freiem Auge betrachtet, eine schwach rötliche Farbe. Es kommen hier aber auch dichte, weisse Tuffe von noch kleinerem Korn vor, deren 6 μ grosse und kleinere, doppelbrechenden, in Form eines schiefen Kreuzes auslöschenden kugligen Gebilde negativen Charakter zeigen. Diese winzigen Kugeln sind ziemlich gleichmässig verteilt und es entfallen etwa 60 davon auf 1 mm.² Auch Kalkkörnchen von ähnlicher Grösse kommen vor.

Im südwestlichen Graben des Békásweingarten findet man im Bach einen dichten, kalkigen Mergel, in dem sehr kleine vulkanische Glassplitter eingebettet sind, mit denen zusammen nur ganz wenig kleiner *Quarz* und winzige *Muskovit*fäden vorkommen. Dieses geschichtete Gestein besteht also aus Glassplittern und aus Kalk. Diese nur mit dem Mikroskop sichtbaren feinen Züge der obersten Tuffzone zeigen, in welch tiefes Niveau diese Gesteine geraten sind.

Diese Daten machen den Eindruck, dass sich auf dem Gebiete nördlich von der Gemeinde Erdőfelek eine mächtigere Serie von Tuffschichten vorfindet, als wie man aus dem sehr bescheidenen

¹ Dr. JÜLIUS V. SZÁDECZKY: Tuffstudien in Siebenbürgen. I. Die Tuffzüge von Kolozs. Múzeumi füzetek. Mitteilungen aus d. mineralog. geolog. Sammlung d. siebenb. Nat. Museums B. II. Nr. 2. Kolozsvár, 1914.

Auftreten des hier vorhandenen Tuff auf den ersten Blick schliessen möchte. Der Tuff entspricht hier am meisten den obern Schichten der Hójaer Tuffwand, er ist aber in Folge der vielfachen Verwerfungen, Abrutschungen des über ihm befindlichen „Feleker Sandsteines“ nicht nur verdeckt, sondern zerrissen und auch verwittert, so dass gegenwärtig nur die zerstreuten Scherben der ursprünglich zusammenhängenden Serie von Tuffschichten hie und da zu finden sind, sehr oft mit dem gleichfalls isolierten „Feleker Sandstein“ in Verbindung.

Die Dacittuffschichten in der Umgebung des Bükkerdö.

Nördlich und nordwestlich von Erdőfelek findet man gleichfalls diese obern Tuffschichten oder deren zerstreute Überreste in verschiedener Höhe. Eine dünne Tuffschicht fand ich westlich von Erdőfelek oberhalb der Bercsényischenke des „Bükk“ an den steilen südöstlichen Abhängen in ca. 608 m Höhe. Dies ist ein lehmiges, etwas sandiges Gestein, das sehr wenig, 30 μ lange Glassplitter enthält. Die Feleker kugeligen, kalkigen Sandsteine, mit Resten von sarmatischen Versteinerungen kommen auch bedeutend tiefer als der „Bükk“-er Weg (in 570 m Höhe) abgerutscht und in den Mező-séger Mergel hineingeknettet vor. Weiter oben, oberhalb der Rákóczi-quelle befindet sich dichter, grünlich-grauer Mergel in fast horizontaler Lage mit Globiberen und grünen, unkristallisierten Teilen. Nur wenig Sand und kleine *Muskovit*blättchen kommen darin vor, sowie spärliche, verkalkte organische Überreste. Es sind darin auch kugelige Gebilde von verschiedenem, gewöhnlich 25 μ Durchmesser zu finden.

Weiterhin findet man tiefer an verschiedenen Stellen, namentlich im Graben des in den Bükk führenden Weges neben der Bercsényischenke und weiter unten bei der Quelle in 590, bzw. 560 m Höhe Tuffscherben. In diesem Tuff kommen ausser den herrschenden, zusammengeklebten zum grossen Teil aus Bimsstein bestehenden Bruchstücken unregelmässig verstreute, durchschnittlich 100 μ grosse, Quarz- und *Feldspat*körner, Brocken *kristallinen Schiefer's*, weiterhin die verkrümmten Streifen von *Biotit* und *Muskovit* vor.

In der Nähe des letztern und in gleicher Höhe damit findet sich über der sandigen Wand der unteren miocänen „Kóróder Schichten“ auf dem Gipfel der Nagyoldal (Costa cel Mare) mit dem Tuff auch Opalsandstein vor.

Eine zusammenhängende Reihe von Tuffschichten kenne ich ferner im Bükkerdö im obern Teile des von SO her beim Sz.

János-brunnen ausmündenden Vadasgraben an der rechten Seite, einige hundert Schritte von der Vadaswiese südlich unter dem nach Szecsi führenden Weg, gleichfalls in ca 600 m Höhe, wovon später noch spezieller die Rede sein wird.

Aber man findet Tuffscherven auch in den zahlreichen Anfangsgräben des Plecskabaches an mehreren Stellen, namentlich in dem östlichen vom Árpádsúcs (Peána) kommenden Graben in ca. 600 m Höhe, ferner auf der von diesem Vorkommen ungefähr $\frac{1}{2}$ km nördlich gelegenen Wiese abgerutschte Scherven in der Gesellschaft von Opalsandstein.

Diese Gräben und ihre Umgebung sind jedoch derart verwachsen und das Gebiet von abgerutschtem Feleker Sandstein und den durch seine Verwitterung entstandenen postsarmatischen, sandigen, schotterigen kontinentalen Bildungen so sehr verdeckt, dass es schwer ist, sich von ihnen ein klares Bild zu machen.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass in diesen Gräben an verschiedenen Stellen auch Globigerinenmergel zu finden ist, sowie dass im Liegenden nicht nur in dem Dumbrava La Rost genannten Teil die *Bryozoenschicht*¹ des obern Eocän vorhanden ist, sondern auch in den südlicheren wilden Tälern, sogar über diesen in ungefähr 580 m Höhe eine dünne, petrefaktenreiche, vielleicht schon dem untern Oligocän angehörender (Hójaer) Kalksteinschicht vorkommt, so lässt sich der, der Hója ähnliche, allgemeine Zug erkennen, dass das mittlere Miocän (Mezőségi Globigerinenmergel) auch hier auf die paläogenen Sedimente transgrediert. Das auffällige Glied dieser Transgression der Dacittuff- und opalhaltige Sandstein ist an vielen Stellen von dem „Feleker Sandstein“ des obern Miocän verdeckt.

Der Tuff ist ferner auf der vom Sz.-Jánosbrunnen südwestlichen Tafel in ca. 590 m Höhe und tiefer unten an der östlichen Seite vorhanden.

Der Dacittuff der Nagyoldal.

Auf der rechten Seite des die Nagyoldal (Costa Cel Mare) flankierenden Baches ist seit lange das untere Glied des untern Miocän, der Kóróder Sandstein bekannt, der auf die westlich am Fusse des Hügels sichtbaren oberen Oligocänschichten, Fellegvárér Corbulaschichten gelagert ist. Dieses Gebiet lag vor der Epoche des mittlern Miocän trocken, denn auf die Kóróder Schichten ist am

¹ Dr. A. KOCH: Tertiäre Bildungen etc. I. p. 274. Budapest, 1894.

Westabhang des Hügels, wie uns der Schützengraben zeigt, in 540 m Höhe der Mezőségi Mergel abgesetzt. Die Gesamtmächtigkeit der Schichten des mittlern Miocän beträgt also bis zu dem, mit 564 m angegebenen Gipfel des Hügels 24 m. Auf den Mergel folgen ähnliche tuff- und opalhaltige Schichten, wie wir sie im obern Teile des tuffreichen Bruches an der Hója kennen gelernt haben.

Der Tuff des Nagyoldal ist ein sehr charakteristischer, aus kleinen Splintern bestehender Glastuff, dessen verworrene Fäden durchschnittlich 40 μ lang sind, aus Bimsstein und dichtem Glas bestehen und in ungefähr halb so viel kaolinisierten, ursprünglich gewiss ganz feinen Glasstaub eingebettet sind. Quarz von 10 μ Grösse, kleiner *Muskovit*, *Chlorit*fäden und sonstige Mineraltrümmer kommen nur in minimaler Menge darin vor. An einzelnen Punkten ist ihre Zahl etwas grösser. In manch einem Tuff sind auch rote sporen-ähnliche kleine Gebilde vorhanden. Es kommen hier aber auch grobkörnigere ($\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{3}$ mm), mineralienreiche Tuffe mit Biotit, Feldspat und wenigen dichten trichithaltigen Glaskörnern vor.

Nicht nur in den obern Tuffschichten der Hója, sondern auch südlich von hier auf der weiter unten zu behandelnden Vadaswiese und westlich in der Plecskagruppe ist der obige feine Tuff mit seinen wirren Glasfäden vorhanden, kann daher gleichfalls für eine mikroskopisch gut erkennbare niveaubezeichnende Schicht gelten. Das schon mit freiem Auge erkennbare andere charakteristische Gestein die opalisierte Schicht erweist sich unter dem Mikroskop als ein aus kleinen, ca $\frac{1}{4}$ mm grossen Körnern bestehendes sandiges Gestein, dessen Mineralien *Quarz*, *Muskovit* und spärliche Bruchstücke von *grünem Amphibol* sind, dazu Körner *kristallinen Schiefer's* und wenige kalkige Petrefaktenbruchstücke, foraminiferenhaltige Mergelstücke. Diese Körner verbindet ein braunes Opalmaterial.

Die Tuffschichten auf dem Gipfel der Nagyoldal sind durch Schützengräben neuerdings gut sichtbar geworden. Bei sorgfältiger Begehung findet man jedoch die verschiedenen Tuffschichten besser in fast zusammenhängendem Zuge von hier aus nördlich, auf dem Gipfel des buschigen Hügels und weiter über den auf die Wiesen führenden Weg hinaus. Diesem Tuffzug entspricht an der jenseitigen Lehne des Kolozsmonostorer Papvölgy (Pfarrtal) die unter den „Feleker Sandschichten“ der Plecskahöhe fast in einem vollständigen Kreis verfolgbaren Tuffschicht, welche nach SO zu zweifellos mit dem Tuff des Vadas ursprünglich in Zusammenhang stand.

Die dacittuffhaltige Schichtenreihe des Grabens auf der Vadaswiese.

Viel besser und mächtiger entwickelt findet man Tuff im Zusammenhang mit den Opalsandsteinschichten ca. $2\frac{1}{2}$ km südwestlich von der Nagyoldal, in dem obern Teile der bereits vorhin erwähnten östlichen Abzweigung des Plecskabaches über der Vadaswiese, wo von einer $1\frac{1}{2}$ dm dicken, zum Teil limonitischen, opalhaltigen Schicht geschützt, eine ca. 4 m mächtige aus verschiedenem Material aufgebaute, hauptsächlich aus glasigem Tuff bestehende Schichtenreihe aufgeschlossen ist. Über der opalisierten Schicht ist noch ein einige Meter mächtiger tuffenthaltender Mergel auf dem von dichtem jungem Wald bewachsenen Gebiete zu sehen. Im ganzen lässt sich auch hier, ähnlich wie auf der Hója, konstatieren, dass die Serie unten mit dem gröbern Tuff beginnt (ohne das Vorhandensein des untersten Hójaer groben Tuff) und im allgemeinen aufwärts zu die Korngrösse feiner wird. Unter der tuffhaltigen Schichtenreihe ist Mergel mit welliger Oberfläche vorhanden, auf den also die Tuffserie diskordant folgt.

Das herrschende Mineral dieser Opalsandsteinschicht sind Quarzkörner von durchschnittlich $\frac{1}{2}$ mm Grösse, die z. T. undulös auslöschten. *Feldspat*, darunter *Mikroclin*, sowie *Muskovit* und *Turmalin* kommen nur in geringer Menge vor. Kalkstein und Bruchstücke von Versteinerungen sind aus dem ältern tertiären Gestein hineingeraten. Auch Globigerinen kommen vor. Ein Drittel des Gesteines besteht aus amorphem körnigem *Opal*, mit knolligen, an vielen Stellen *chalcedonigen* Teilen. Die vorhandenen Feldspate und andern kieselsauern Mineralien sind unversehrt, auf ihren Zerfall ist also das Erscheinen der Kieselsäure nicht zurückzuführen.

Unter der opalisierten Schicht folgen 3 m rotgefärbter, verwitterter Tuff, sodann eine 1 m dicke Tuffschicht, an dessen Oberfläche und in den Hohlräumen zwischen seinen einzelnen Lagen gelblicher, tropfsteinartiger Kalk ausgeschieden ist. Unter diesem findet sich gröberer, grauer, glasiger Tuff, dessen reine Glassplitter fast die Grösse von 1 mm erreichen. Dieses reine Glas ist der Hauptbestandteil des Gesteines. Mineralien kommen darin in sehr untergeordneter Menge (ca. $\frac{1}{10}$) vor, darunter *Plagioklas* mit sehr, deutlicher Zonenstruktur. Unter den Glasbruchstücken finden sich auch braune, zu Fasern mit positivem Charakter umkristallisierte Bimsteintrümmer. Diese Tuffschicht wird abwärts zu feinkörniger ihre meisten Glasplitter erreichen nur ca. 60 μ Länge. Es kom-

men indessen auch grössere Bimssteinbruchstücke mit kaolinisiertem äusserem Teil vor. Auch die kleinen Glassplitter sind mit tonigem Sediment untermischt. Mineralsplitter kommen auch hier in geringer Menge vor, neben Plagioklas ziemlich viel *Quarz*. Auf dieses Gestein bezieht sich die weiter unten mitgeteilte, ausführliche chemische Analyse, welche STEPHAN FERENCZI 1912 ausführte. Solch feinkörniger Glastuff kommt im übrigen auch über dem gröbern vor. Es kommen hier auch solche Glastuffe vor, die von 20—100 μ langen, z. T. gezackten Glassplittern gebildet werden. Diese Splitter sind in noch kleinere, etwas gelbliche Glastrümmer eingebettet, die den grössten Teil des Tuff ausmachen. Mineralbruchstücke sind auch in diesem nur sehr wenige und sehr kleine, *Quarz* von 40 μ Grösse gehört schon zu den grössern. Auch ganz wenige und sehr kleine, weisse und braune *Glimmer*etzen kommen darin vor, ferner 70 μ grosse *Feldspate* mit Glaseinschlüssen, also vulkanischer Herkunft. Man findet hier ausserdem wenig 30 μ grosse tonige Einschlüsse.

Auch eine andere hierher gehörige Schicht besteht aus sehr lockerem, glasigem, sandigem Tuff, in dem sich die wirren Haufen brauner, 50—100 μ grosser Bimssteinfäden mit weniger zahlreichen, wasserklaren Glastrümmern von ungefähr gleicher Grösse mischen, von denen einzelne jedoch gleichfalls aufgeblasen sind. Amorphes Material bildet also den grössten Teil des Gesteines, aber man findet darin auch einigen, 30 μ grossen *Plagioklas*, darunter manche Kristalle mit braunen Glaseinschlüssen, ferner 20—30 μ grossen *Quarz*. In einem Schliff aus diesem Gestein ist zwischen den aufgeblasenen, höckerigen Glasteilen rotgelber *Biotit*, zum Teil in Chlorit umgewandelt zu sehen, daneben kommen spärlich auch 40 μ lange *Muskovit*fäden vor.

Aber es gibt hier auch solche Tuffschichten, in denen viel *Feldspat*trümmer und *Quarz* enthalten sind. Interessant ist, dass in diesem Tuff auch röhrenartige Gebilde vorkommen, die mit sandigem, manchmal opalhaltigem Stoff erfüllt sind und vielleicht auf ursprüngliche pflanzliche Stengelteile zurückzuführen sind.

Der untere Teil des im Ganzen auf ca. 2½ m zu veranschlagenden Glastuff ist stark mergelig und geht in reinen, globigerinenreichen Mergel über, der unter der Tuffschicht ca 4 m mächtig bis zum Grunde des Baches zu sehen ist.

Globigerinenhaltiger Tuffmergel kommt auch zwischen den Tuffschichten vor. In einem solchen Tuffmergel beträgt das Tuffmaterial nur 1/5—1/20, die Globigerinen dagegen sind zahlreich und guterhalten darin vertreten, ausserdem kleine, rote, organische Über-

reste, welche mein College Dr. STEPHAN APÁTHY als die Zoogleen nitrifizierender Schimmelpilze (*Nitrosomonas* LAFAR) erkannte.¹ Diese sammeln sich vielfach in Globigerinenschalen an.

Es kommt hier ferner ein gröberer Mineraltuff vor, dessen geringes glasiges Bindemittel zu Lehm verwittert ist. Die grösstenteils $\frac{1}{2}$ mm grossen Mineralkörner sind meistens Feldspate und nur sehr wenig farbige Mineralien. Es macht den Eindruck, dass wir es hier mit einem Haufen leichterer Mineralien zu tun haben, die das Wasser ausgeschieden hat.

Diese Tuffreihe ist auch auf der linken Seite des Baches zu finden, die aber sosehr von jungem Wald bewachsen ist, dass grade nur ihre Anwesenheit feststellbar war.

Darüber und auch bedeutend tiefer darunter sind die abgebrochenen und abgerutschten Blöcke des Feleker sarmatischen Sandsteines zu finden. Tiefer unten ist jedoch anstehend zu beiden Seiten des Tales die sandige *Bryozoas*chicht des obern Eocän, bedeckt von sandigem, versteinerungsreichem (Hójaer) Kalkstein vorhanden. Die eine, wie die andere Schicht ist neu, an ihrer Stelle ist „Feleker Schicht“ auf der geologischen Karte angedeutet, hier sowie in einem weiter westlich folgenden Hauptgraben, in dem sich beide Horizonte fortsetzen. Es sei bemerkt, dass dies ein schwer zugängliches, wildes Gebiet ist, welches auch auf der Generalstabskarte im Masse 1:25000 recht fehlerhaft dargestellt ist.

Die von Herrn FERENCZI ausgeführte Analyse des reinsten Glastuffes hatte das folgende Ergebnis:

Werte nach OSANN

	ursprüngliche Analyse	reduziert	Molecular- proportion	auf 100 Gew.-teile trock- ne Masse umgerechnet
SiO ₂	70.71%	70.71%	1.1785	81.65%
Al ₂ O ₃	12.73 „	12.73 „	0.1248	8.64 „
Fe ₂ O ₃	1.08 „	—	—	—
FeO	1.37 „	2.33 „	0.0324	2.25 „
MgO	0.37 „	0.37 „	0.0092	0.64 „
CaO	1.66 „	1.66 „	0.0296	2.05 „
Na ₂ O	3.31 „	3.31 „	0.0534	3.70 „
K ₂ O	1.45 „	1.45 „	0.0154	1.07 „
Hygr. Wasser	1.63 „	1.63 „	—	—
Glühverlust	5.41 „	5.41 „	—	—
Zusammen	99.72%	99.60%	1.4433	100.00%

¹ Dieselben entsprechen genau denen, die LAFAR (Handbuch d. technischen Mikologie, Jena, 1904—1906. 3. Bd. Taf. III. Figur 5 u. 6.) aus einer Bodenprobe neben Zürich beschreibt und abbildet (APÁTHY).

s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
81.65	4.77	3.87	1.07	10	8	2	7.7	α

Auf Grund der obigen Werte steht dieses Gestein den Werten des *Dacit* Nr. 111, der den Typus Bunsen Peak (Bunsen Peak Yellowstonepark) charakterisiert, nahe.

Neue Werte nach OSANN:

$$SAIF = 24.5, 3, 1.5$$

$$AlCalk = 16.5, 4, 9.5$$

$$NK = 7.7$$

$$MC = 2.4$$

Nach OSANN's neuen Werten steht das Gestein zwischen dem *Rhyolith* Nr. 484 (Pine nut range) und dem *Dacit* Nr. 590 (Silver Peak Range).

Werte nach LOEWINSON—LESSING:

	ursprüngliche Analyse	auf 100 Gew.-teile trockne Masse umgerechnet.	Molecular-proportion.	
SiO ₂	70.71 %	76.29%	1.2715	
Al ₂ O ₃	12.73 „	13.74 „	0.1347	R ₂ O ₃ = 1.42
Fe ₂ O ₃	1.08 „	1.17 „	0.0073	
FeO	1.37 „	1.48 „	0.0206	R ^{II} O = 0.63
MgO	0.37 „	0.40 „	0.0100	
CaO	1.66 „	1.79 „	0.0320	R ₂ O = 0.74
Na ₂ O	3.31 „	3.57 „	0.0576	
K ₂ O	1.45 „	1.56 „	0.0166	R ^I + ^{II} O = 1.37
Hydr. Vasser	1.63 „	—	—	
Glühverlust	5.41 „	—	—	
Zusammen	99.72%	100.00%	—	

$$1.37 R^I + ^{II}O, 1.42 R_2O_3, 12.71 SiO_2$$

$$0.96 \quad \quad \quad 1 \quad \quad \quad 8.95$$

$$R_2O : R^{II}O = 0.74 : 0.63 = 1.2 : 1$$

$$\alpha = 4.52$$

$$\beta = 21.9$$

Auf Grund obiger Werte gehört das Gestein im LOEWINSON—LESSING'schen System zu der Gesteinsart *Quarzporphyr*, die die alkalische Ausbildung des Magmas in der Gesteinsfamilie: *Acidit* repraesentirt. Das Verhältniss der Alkalien und Monoxyde dagegen deutet auf die Gesteinsart *Trachyt*, den alkalischen Magmatypus der

Gesteinsfamilie Mesit hin. Die Werte α , β der Formel sind mit den Werten LOEWINSON—LESSING's fast identisch.

Zur Bestimmung der löslichen Kieselsäure wurde dieses Gestein von Herrn FERENCZI auf zwei Arten untersucht:

I. Leicht stäubendes Material im Achatmörser zerrieben ergab:
In conc. HCl löslicher Teil (durch Rechnung bestimmt) . . . 7.53%
In conc. HCl unlöslicher Teil:

In 5%-igem Na_2CO_3 lösliches SiO_2	0.89%
" " " unlöslicher Teil	91.58%
	100.00%

II. Leicht stäubendes Material im Diamantmörser zerkleinert und im Achatmörser zerrieben, also in feinerem Zustand:

In conc. HCl lösl. Teil (durch Rechnung bestimmt): . . . 6.80%
In conc. HCl unlösl. Teil:

In 5%-igem Na_2CO_3 löslich	1.44%
" " " unlösl. Teil	91.76%
	100.00%

Bei der Bestimmung des löslichen SiO_2 war das im TREADWELL's „Kurzes Lehrbuch der analytischen Chemie“ Bd. II. Seite 389 mitgeteilte Verfahren von LUNGE und MILLBERG richtunggebend.

Die Dacittuffschichten der Plecska.

Dem Vorkommen im Vadasgraben sehr ähnlich ist die ansehnlich Dacittuff enthaltende Schichtenreihe, welche weiter unten auf der rechten Seite des Plecskatales östlich von der Militärschiesstätte unter dem 547 m hohen, aus Feleker Sandstein mit seinen charakteristischen kugeligen Konkretionen bestehenden Gipfel am Wege ziemlich gut aufgeschlossen zu finden ist. Hier kommt die opalisierte Schicht nicht auf den Tuff aufgelagert, sondern tiefer vor, so dass der mächtigste, zusammenhängend aufgeschlossene, ca 4 m dicke Teil der Tuffserie über dem Opalsandstein liegt. Aber auch im Liegenden dieses Sandsteines sind noch mit Mergel abwechselnde Tuffschichten vorhanden. Unter diesen folgen jedoch auch hier, in einer Tiefe von ca. 15 m, die Bryozoenschichten des obersten Eocän.

Die ganze Serie tuffhaltiger Schichten befindet sich hier in abgerutschtem Zustand. Die Tuffschichten fallen gegen O unter 10° ein. Auch kleine Verwerfungen kommen vor. Die Streichrichtung einer solchen bedeutungslosen Verwerfungslinie ist OSO.

Ein ähnliches sanftes, aber gestörtes Fallen nach mehreren Richtungen verraten auch die obern Sandsteinschichten mit ihren kugeligen Gebilden.

In der Mitte der dicksten zusammenhängenden Tuffschicht ziehen sich dünne, schwarze Streifen, welche sich innerhalb einer ca 3 m dicken Tuffschicht mehrfach wiederholen, so dass an einer 2 cm. dicken Schicht sogar 5 dünne Streifen feststellbar sind. Schon bei Betrachtung mit freiem Auge bekommt man den Eindruck, dass diese dünnen schwarzen Linien von schwerern Mineralien gebildet werden, die das Spiel des Wassers entsprechend ihren spezifischen Gewichten sortiert hat. Das Mikroskop zeigt allerdings, dass die Mineralien, die die schwarzen Linien bilden, vorherrschend aus abgerundeten $\frac{1}{2}$ mm grossen *Magnetiten* bestehen, zu denen sich wenig *Plagioklas* und *Biotit* und noch weniger *Granat*, *Augit*, *Amphibol* und *Turmalin* gesellt. Im übrigen ist in diesem Tuff sehr viel Feldspat, oft mit starker Zonenstruktur, so dass die Differenz der Auslöschungsschiefe zwischen der innern und äussern Zone bis zu 16° beträgt. Ein Feldspat erwies sich auf Grund seiner optischen Eigenschaften als *Andesin* ($Ab_3 An_2$). Er bildet mehrfachen Albitzwilling, in dem sich auch sehr viel Glaseinschluss findet.

Ausserdem findet man von Mineralien einige *Granatkörner*, Bruchstücke brauner *Turmalinkristalle*, selten *Augit* und *Apatit*, sowie wenig grünen *Amphibol*, weiterhin Gesteinsbrocken, namentlich *Rhyolith*, *Porphyrit* mit langen *Labradoritnadeln* in glasiger Masse, kristalline Schieferstückchen, *Glastrümmer* mit Ausscheidung von kleinen *Belonitkristalliten* und wenig bräunlichgelbe reine Glasbruchstücke. *Quarz* ist ziemlich viel darin, z. T. zerpresster von alter Herkunft: *Muskovit* findet sich wenig.

In dem Stoff der übrigen hierher gehörigen Tuffschichten finden sich recht heterogene eruptive Körner und nicht vulkanisches älteres Material beisammen.

Die Verwerfungen machen es verständlich, dass diese Tuffschichten $\frac{1}{4}$ km südlich von diesem Vorkommen am Westabhang der mit 567 m Höhe markierten benachbarten Erhebung in einem höhern Niveau vorkommen.

In der entgegengesetzten Richtung, nämlich von der 547 m hohen Erhebung $1\frac{1}{4}$ km nach NW finden wir in der Nähe des Gipfels des rechtsseitigen Pleeskaabhanges, nördlich über der Militärschiesstätte, in ca 480 m Höhe in einem noch tiefern Niveau, durch den Einschnitt des zur Schiesstätte führenden Weges unterbrochen einen ca. $\frac{3}{4}$ km langen Tuffzug. In den Schichten dessel-

ben kommt auch gröberer Tuff vor, der neben 1 mm grossen *Feldspaten*, *Quarz*bruchstücken und den Stückchen eruptiven Gesteines *Biotit*blättchen von 1.5 mm Durchmesser und spärlichen *Muskovit* enthält. Diese grossen eruptiven Gesteinstrümmer, welche ca. ein Drittel des Gesteines ausmachen, lassen auf grosse Nähe des Eruptionsherdess schliessen. Ausser diesen grössern Mineraltrümmern sind auch reinere glasige Tuffbruchstücke in einen unreineren, tonigern, dichten grundmassenähnlichen Teil eingebettet. In diesem vom Wasser zusammengetragenen Teil finden sich 60 μ lange, weisse, verzweigte Bimssteinsplitter, welche ungefähr den fünften Teil davon ausmachen.

Östlich von dem 559 m hohen Gipfel der Plecska in einem linksseitigen Graben des Monostorer Baches und südlich von dem bei Gelegenheit der letzten Waldfällung entstandenen Fahrweg folgen in ca 490—510 m Höhe, abwechselnd mit Mergel tuffhaltige, in ihrem obern Teil opalisierte Schichten, während im Liegenden tiefer unten im Monostorer Bache Globigerinenmergel vorhanden ist.

Bezüglich der feinern Struktur dieser Tuffschichten möge hier das Folgende stehen. Ein hierher gehöriges Gestein ist im Vergleich zu den vorigen sehr feinkörnig und ähnelt in dieser Beziehung mehr einzelnen aus dem Vadasgraben kennen gelernten Arten. 30 μ grosser *Quarz* gehört hier schon zu den grössten Körnern. Die verwirrten 60 μ langen, reinen Glasfäden machen ca $\frac{1}{5}$ des Gesamtvolumens des Gesteines aus. Zwischen Bimssteinstücken in beginnender Verkalkung herrscht ein aus der Verfestigung feinerer Teile entstandener amorpher weisser Stoff vor.

Es kommen jedoch in diesem weissen Gestein auch 4—10 μ grosse kugelige Gebilde, die mit einem krummastigen, schwarzen Kreuz auslöschen und negativen Charakter zeigen, sowie grössere (30 μ) kalkige *globigerinen*artige Bildungen vor. Ausser diesem feinen Tuff gibt es hier auch gröbere Glastuffe, ferner Mergel mit viel Globigerinen.

Als Mineraltrümmer treten *Feldspat* und *Quarz* auf, die z. T. nicht vulkanischer Herkunft sind. Dazwischen ist *weisser Glimmer* ziemlich gleichmässig verteilt. Das Gestein besteht jedoch hauptsächlich aus zusammengeklebtem amorphem Glas.

Vereinzelte kommen auch rote, sporenähnliche Gebilde und ein grünlichbrauner, zu Chlorit umkristallisierter Stoff, ferner *quarzin*artige, strahlige, in der Längsrichtung positive Fasern darin vor.

Tiefer unten ist in diesem Graben feinkörniger loser Tuff, in dem mit der Handlupe vergilbte kleine Biotite zu sehen sind. Der glasige Teil überwiegt darin so sehr, dass die Mineralien nur ungefähr $\frac{1}{10}$ des Gesteines ausmachen. Dieselben bestehen aus vulkanischem Quarz, der meist kleiner als 1 mm ist, *Feldspat*, manchmal mit gelblichen und rötlichen Glaseinschlüssen, *Biotit* mit einem Achsenwinkel von 20–30° und *Amphibol* von 150 μ Länge, der mitunter in Chlorit umgewandelt, selten grün ist. Sehr selten finden sich *Apatit*nadeln von 100 μ Länge. *Muskovit* (150 μ), ferner alte Quarztrümmer (40 μ), sowie winzige, sehr schwach doppelbrechende Epidotkristalle sind hier seltene Erscheinungen, so dass der Tuff den Eindruck eines ziemlich reinen vulkanischen Stoffes macht. Ältere Mineralien lassen sich darin nur bei genauerer Untersuchung in erwähnenswerter Menge finden. Der amorphe Teil besteht aus rötlichbraunen Glasstrümmern mit 200 μ langen Bimssteinfäden, sowie weniger wasserklarem, dichterem Glas, dazwischen sind 130 μ lange zackige Brocken mit kurzen, starren, trichitartigen Gebilden. Auch einige rötlichbraune tonige, umkristallisierte Teilchen kommen darin vor. In den Hohlräumen finden sich selten Calcitausscheidungen.

Auch im Walde südöstlich von der Plecskaanhöhe findet man Tuff *a*), unter dem sandiger Tuff *b*), zu unterst aber opalisierter Tuff *c*) vorhanden ist. Der oberste *a*) besteht aus wirren Haufen 60 μ langer Glasfäden, welche in einen rötlichbraunen, dichtern staubartigen Teil eingebettet sind. Dieser feinkörnigere Teil befindet sich stellenweise in beginnender Umkristallisierung zu Fasern von positivem Charakter. Im Liegenden *b*) ist bereits weniger, aber grösseres (100 μ) Glas, vereinzelt auch rote sporenähnliche Gebilde. Dagegen ist viel nicht vulkanischer Quarz, *Muskovit* und Sandstein darin enthalten. In der darunter folgenden Schicht *c*) ist noch weniger Glas. Dieses Gestein besteht aus kleinen Sandkörnern, neben etwas Kalk.

Profil des von Norden auf die Plecska führenden Weges.

Vor 6 Jahren sah ich in zusammenhängender Reihe die Serie der am Hójazuge kennen gelernten obern tuffhaltigen Schichten auf dem auf die Plecskahöhe führenden Wege, an dessen unterem Teil auf der Karte der k. ung. Geolog. R. Anstalt über dem Bryozoenmergel die Schichten des untern und mittlern Oligocän (Hójaer u. Méraer Schichten) eingezeichnet sind, deren Spuren ich auf dem

Gebiete zwischen dem Plecskaweg und dem gegen den Kalvarien zu führenden Graben gefunden habe. Tiefer unten schliesst der im Monostorer Walde befindliche Graben die Mezőseger Mergelschichten auf, das Profil entspricht also dem der Hójaer Tuffwand, das einige km gegenüber gelegen ist.

Auf dem Plecskawege finden wir zunächst in ca 480 m Höhe opalisierten Sandstein in zusammenhängender Masse, auf welchen b) welliger, dichter, tuffhaltiger Sandstein und hierauf c) ein sandiges, limonitisches, dichtes Gestein folgt. Diese sandigen, abwechselnd auch tuffhaltiges Material führenden Schichten gehen in ca 530 m Höhe in eine vorherrschend aus nussgrossen Quarzitzeröll bestehenden Schotter über, auf welchen wieder feinerer Sandstein folgt. Diese Konglomeratschicht, das Grenzgebilde unserer sarmatischen, sandigen Sedimente, ist auf dem vom Szamos links gelegenen Gebiete am Südabhange des Lombiberge, im städtischen Wald in ca 580 m Höhe, sowie im östlichen Teile von Pappalva und nordöstlich von Kolozsvár, nördlich vom Pokolközzuge in der Gegend des Tekintő ungefähr in gleicher Höhe vorhanden.

Die Kolozsmonostorer Opalsandsteine und hangenden Schichten.

Es erübrigt noch die nähere Bekanntschaft, desjenigen opalisierten, sandigen, wenig Tuff enthaltenden Gesteines zu machen, dessen Stücke auf die Monostorer Äcker, welche an dem zum Kalvarienberg führenden Graben liegen, geraten sind. Von diesen Äckern, besonders aus dem dieselben durchschneidenden Kalánosbache stammen jene, organische Abdrücke enthaltenden Opalsandsteine, deren Abdrücke Dr. STEPHAN V. APÁTHY 1910 in einer naturwissenschaftlichen Fachsitzung des Siebenbürgischen Museumsvereines, später aber auf dem internationalen Zoologenkongress in Graz als die Abdrücke des *Ringelwurmes Phyllodoce* vorführte. Dr. ANTON KOCH hat laut einer brieflicher Mitteilung derartige Kolozsvärer Abdrücke in Wien mit den Museumsexemplaren verglichen und in ihnen die gänzlich ausgestorbene, zur Familie *Rhizophyceae* gehörige *Alge Taonurus* erkannt.¹

Dieser sehr gut niveaubezeichnende opalisierte Sandstein der Plecska ist mit freiem Auge betrachtet ein sehr dichtes, graues oder weissliches pechglänzendes Gestein. Unter dem Mikroskop finden

¹ Unter dem alten Material unserer Sammlung ist ein aus dem Jahre 1887 aus der Sammlung PONGRÁCZ stammender derartiger Abdruck mit der Aufschrift „*Nerites* sp.“ versehen.

wir 0.1—0.2 mm grosse, sehr eckige, (folglich ursprünglich grosses Porenvolumen besitzende) zum überwiegenden Teil aus *Quarz* bestehende Körner, welche ihre Flüssigkeits- und sonstigen Einschlüsse als nicht vulkanischen, aus dem Grundgebirge stammenden *Quarz* erkennen lassen. Die meisten *Quarzkörner* erscheinen wegen ihrer geringen Grösse unversehrt, aber es kommen darunter auch zerdrückte vor, ferner *Muskovit* enthaltende, sowie sonstige kleine umkristallisierte Schieferstücke. *Muskovit* findet sich nur wenig, *Biotit*blättchen gleichfalls nur spärlich. *Turmalin* ist auch nur wenig vorhanden u. zw. in Körnern von 50 μ Grösse und dem folgenden Pleochroismus: ε = hell grün, ω = dunkel bläulichbraun; weiterhin findet man kleine *Granatkörner*. *Feldspat* kommt nur in minimaler Menge vor. Diese Mineralien, sowie die kleinen (20 μ) *Zirkonbruchstücke* lassen auf die Gesteine des Gyaluer Gebirges schliessen. Bindesubstanz ist *Opal*. Dieses Gestein erweist sich also als ein aus altem Material bestehendes, feines, sandiges Ufersediment, das vor dem Auftreten des opaligen Bindemittels sehr lose war und dessen mikroskopisches Bild im Wesen mit dem opalisierten Sandstein der Hója übereinstimmt, auf welchem gleichfalls die organischen Überreste vorhanden sind, die vor der Hand Hieroglyphen genannt werden mögen.

Die schönsten Phyllodoke bezw. Taonurusreste sind von den Kolozsmonostorer Feldern am Laufe des beim Kalvarienberge mündenden Kalánosbache, also von sekundärer, abgerutschter Stelle, ferner von dem gegen die Militärschiesstätte geneigten Abhange des Monostorer Waldes in unsere Sammlungen gelangt. Aber schöne Exemplare habe ich neuerdings auch am Westabhang des Monostorer Baches gefunden. Auch die grössten Mineralkörner in dem Schliff des aus dem Kalánosbache stammenden Sandsteines erreichen bloss eine Grösse von $\frac{1}{3}$ mm. Der alte zerdrückte, sehr eckige *Quarz* ist auch hier das herrschende Mineral, es kommen aber auch die kleinen Stückchen eines umkristallisierten rhyolithartigen Gesteines vor. Weiterhin spielen in diesem dem Hójaer Vorkommen näher stehenden Gestein die Globigerinen mitunter eine beständige Rolle.

In einem andern Gestein aus dem Kalánosbache sind dagegen schon keine Foraminiferen enthalten und das Bindemittel des Sandes, der an und für sich schon aus sehr kleinen, durchschnittlich 0.1 mm grossen eckigen, schütterten Körnern besteht, ist schichtweise abwechselnder, aber im Allgemeinen reichlicher *Opal*. Unregelmässig verstreut finden sich darin bräunliche, tonige, dunklere Einschlüsse. In einem dritten Gestein häufen sich diese tonigen Teile und damit

in Zusammenhang treten wieder Foraminiferen auf. Ausser diesen kleinen, tonigen umkristallisierten Teilen und 50 μ grossen Kalksteinstückchen ist auch *Magnetit* reichlich vorhanden, dagegen nur sehr wenig Opal. Von seltener vorkommenden Mineralien fand ich einen 40 μ grossen *Granat*, 20 μ grosse *Zirkonsäulchen* und ein grünlich-braunes *Turmalinkorn* von 100 μ Grösse. Auch brauner oder roter umgewandelter *Glimmer* und sehr wenig *Feldspat* kommen vor. Letztere sind 25—150 μ grosse *Plagioklase*, zum grössern Teil alter Abstammung. Den grössten Teil auch dieses Gesteines bildet der allein vorherrschende *Quarz*.

Diese Sandsteine unterscheiden sich dadurch vom „Feleker Sandstein“, dass im Feleker Sandstein das kalkige Bindemittel oft fast die Hälfte des Gesteines ausmacht und auch die Mineralkörner grösser, $\frac{1}{3}$ —1 mm und noch grösser sind.

Auf dem Wege zur Plecskahöhe folgt auf den Opalsandstein ein hellgraues, tuffartiges Gestein mit Wellenfurchen. Auch mit der Handlupe erscheint das Gestein porös, tuffartig, aber die kleinen *Muskovit*blättchen machen seinen reinen Tuffcharakter fraglich. Das Ergebnis der mikroskopischen Untersuchung ist doch in soweit überraschend, als wir fast kein Tuffmaterial darin finden. Ungefähr die Hälfte des Gesteines wird von $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{4}$ mm grossen *Quarz*körnern gebildet, unter welchen solche mit Flüssigkeitseinschlüssen und zerpresster, also alter *Quarz* überwiegt. *Feldspat* ist wenig darin, unter diesem wieder viel alter, aber ausserdem kommen auch vulkanische, Glaseinschlüsse enthaltende, aus dem Tuff stammende *Feldspat*trümmer vor. Ausserdem lassen auch amorphe Glaskörner von ungleicher Grösse auf Tuff schliessen, in denen sich kleine, gelbe, schwächer lichtbrechende Teilchen und luftgefüllte dunklere Flecke finden. Neben unversehrtem *Biotit* kommt auch chloritisch (delessitisch) veränderter, ferner spärlich *Magnetit*, grünlichbrauner *Turmalin*, viel *Muskovit* und einige *Zirkon*bruchstücke vor. Auch ein Gesteinsbruchstück habe ich darin beobachtet mit vorwiegend *muskovitischer* Grundmasse, in dem sich viele rote *Hämatit*täfelchen finden, aber auch porphyrischer *Quarz* mit Flüssigkeitseinschlüssen. Dieses Gestein ist also auf Grund der mikroskopischen Untersuchung ein feinkörniger, dem Opalsandstein ähnlicher Tuffsandstein.

Auf diesen Tuffsandstein folgen aufwärts ganz reine, sandige Schichten, die jedoch wieder von Tuffschichten abgelöst werden. Mit freiem Auge erscheint dieses weisse, feinkörnige Gestein, in das senkrecht zur Schichtung, wurzelförmig fingerdicke, mit der

Handlupe sich als sandig erweisende Teile eindringen, als reiner Tuff. Unter dem Mikroskop konstatieren wir, dass, wo in diesem Dacittuff die wenigsten Mineralien vorhanden sind, sie $\frac{1}{10}$ des Gesteines, wo sie dagegen am stärksten vertreten sind, $\frac{1}{3}$ ausmachen. Die an eckigen, kleinen Mineralbruchstücken reicheren oder ärmeren Teile rufen die auch mit freiem Auge sichtbare Schichtung hervor.

Ausser den Mineralien besteht der überwiegende Teil des Gesteines aus isotropem, glasigem Tuffmaterial, darunter auch ziemlich viele braune, luftreiche Teile, deren Lichtbrechung schwächer ist, als die des getrockneten Kanadabalsam. In den hellern Teilen senkrecht zur Schichtung sind grössere Hohlräume, weiterhin braune, einschliessartige, eckige Teile.

In der sandigern Schicht überwiegt der zertrümmerte, also alte, nicht vulkanische *Quarz*, daneben *Muskovit*fäden, ausserdem sind auch *delessitische* Trümmer reichlich vorhanden. Der *Feldspat* ist fast eine Seltenheit, jedoch ist er wenigstens zum Teil vulkanischer, auch *Apatit* enthaltender *Feldspat*. Biotit, an einzelnen Stellen auch Magnetit kommt vor, spärlich grünlicher *Amphibol* und *Calcit* in kaum wahrnehmbarer Menge.

Auch dieser sandige Tuff ist das Produkt einer *Uferablagerung* mit Wellenfurchen.

Auf der tuffhaltigen Anhöhe des Monostorer Waldes neben dem Plecskawege ist also reiner vulkanischer Tuff nicht zu sehen, sondern nur tuffenthaltender Ufersandstein, der über der Opalschicht vorkommt, also der obersten Hójaer Tuffschicht oder vielleicht noch mehr der darauf folgenden, jedoch auf der Hója schon abgeräumten Schicht entspricht. Mit freiem Auge betrachtet erinnert auch der feinkörnige, hellgraue Sandstein an den Tuff, als solcher war er auch ursprünglich in unserer Sammlung benannt. Ein mit dem Hójaer Vorkommen übereinstimmender Zug ist, dass man im nördlichen Teile des Monostorer Waldes, sowie am Abhang gegen das Plecskatal zu darunter noch den Mezőseger Mergel findet. Es unterscheidet sich dieses Vorkommen dadurch vom Hójaer, dass die untere reinere Tuffschicht fehlt, sowie dadurch, dass hier die entsprechenden Schichten höher gelegen sind. In der Gegend der Hója, näher am Eruptionscentrum ist das Gebiet wahrscheinlich nachträglich gesunken.

Die entlegensten, Dacittuff enthaltenden Schichten in der Dumbravagruppe am rechtsseitigen Abhang des Szamos.

Auch auf das auf der linken Seite des Plecskabaches noch zu ihm gehörige hydrographische Gebiet setzen sich die Tuffbildungen der Umgebung von Kolozsvár fort und endigen auch hier. Hier habe ich den Dacittuff in besonders mächtiger Ausbildung auf den höchsten, stark bewachsenen Gipfeln des Dumbravazuges, südsüdwestlich von Sz.-Jánosbrunnen in ca. 590–610 m Höhe, also bedeutend höher, als auf der Plecska, gefunden, wo wie im Allgemeinen am Westrande des Tuffvorkommens die bisher kennen gelernten verschiedenen Tuffarten mit dem Opalsandstein zusammen stark entwickelt vorkommen. Im südlichen Teile der Dumbrava, nördlich von dem auf der Karte mit 646 m Höhe markierten Gipfel sind die Spuren eines ehemaligen Steinbruches zu erkennen, jedoch ohne dass man auf dem sehr verdeckten Gebiet den Zusammenhang der verschiedenen Schichten sehen kann.

Der Tuff zieht sich weit hinauf auf den Bergesgipfel und wir finden die hie und da zum Vorschein kommenden Stückchen der schon von Hója und Kőszegő her bekannten einzelnen Glieder, namentlich geschichteten Mineraltuff mit *Biotit*, *Muskovit* und *Quarz* von ca. $\frac{1}{2}$ mm. Korngrösse, *feinkörnigern*, *glasigen Tuff* mit quarzigen Sandsteinstreifen und Wellenfurchen, weiterhin feinem dichten *Glastuff*, in einer Lage, die der eingehend geschilderten Serie des Hójaer Aufschlusses nicht widerspricht. Über dem Tuff beginnen dann auf dem waldbedeckten Gipfel einzelne Feleker Sandsteinkugeln zu erscheinen.

Zusammen mit dem Tuff spielt auch hier der *Opalsandstein* eine grosse Rolle, der in Folge seiner grössern Widerstandsfähigkeit, das auffallendste Glied der Reihe ist.

Auf dem sehr flachen Bergrücken, der sich nördlich von diesem Zuge ausbreitet, sieht man an mehreren Stellen schwarzen Waldboden, ohne dass etwas aus dem Untergrund an die Oberfläche gelangt. Im Ganzen habe ich nur nördlich von diesem Zug, im östlichen flachen Teile des *Signito* ein, mit dem Mezőseger Mergel übereinstimmendes, verwittertes, lehmiges Gestein gefunden, das übrigens auch weiter unten in der Richtung des unter dem Sz.-Jánosbrunnen einmündenden Tales, bei den kleinen Dolinen des obern Grobkalkes zwischen den Wurzeln eines abgerutschten Baumes, an die Oberfläche gelangt, grade so, wie in dem Hangenden des Bryozoenmergel, südlich vom Szt.-Jánosbrunnen, im unteren Teil des Szt.-János-

waldes in 485 m Höhe. In solch dicken Mergelboden sind auch die von der Westseite des Pleeskatales kommenden Gräben eingesenkt, in denen vereinzelt Opalsandstein und Kalksteinstücke vorkommen.

Hieraus schliesse ich, das unter dem dicken Waldboden auch hier sich die „Mezőséger Schicht“ mit Tuff und Opalsandstein auf das Eocän transgrediert vorfindet.

Südlich von den Tuffschichten des Dumbravazuges, gegen den Árpádesúcs zu gelangen gleichfalls wasserundurchlässige Schichten unter der sandigen obersten Decke hervor am Westabhang des breiten, flachen Ogradagipfels an die Oberfläche; die Verhältnisse sind also wohl auch hier ähnlich.

Das mikroskopische Bild der Tuffe von der Dumbrava entspricht im Ganzen dem der Tuffe des Hójazuges, aber diese Tuffe sind noch weniger reine vulkanische Gebilde, wie die von der Hója, denn in jedem Dünnschliff des untersuchten Gesteines findet sich ausser *Glasmasse* vulkanischer Herkunft, *Feldspat*, *Quarz*, *Biotit*, wenige braune, trichitische Glasstückchen, in grosser Menge *gepresster Quarz*, *Muskovit*, *alte Feldspattrümmer*, mitunter auch *alte arfvedsonit-artige*, schwach doppelbrechende, bläulichgrüne Amphibolbrocken und kristalline Schieferstückchen, hie und da mit Partien aus einem tonigen Gestein.

Der Grund dieser grössern Unreinheit ist neben der grössern Entfernung vom Eruptionscentrum hauptsächlich in der Lage am nahen Ufer zu suchen. Auf erstern Grund ist auch die geringere Korngrösse zurückzuführen. Hier ist nämlich die mittlere Grösse der Körner auch bei dem grösstkörnigen Gestein nur auf $\frac{1}{4}$ mm zu schätzen. Die dünnen Glimmerblättchen erreichen mitunter auch $\frac{1}{2}$ mm Grösse und ausnahmsweise kommen auch 1 mm grosse Mineralkörner vor, jedoch sind diese aller Wahrscheinlichkeit nach vom Wasser hineingespülte Körner.

Es gibt auch hier *Mineraltuffe*, die zur Hälfte, oder mehr aus kleinen Mineralien bestehen. Ferner gibt es *Glastuffe*, in denen die Menge der Mineralkörner bis auf $\frac{1}{10}$ — $\frac{1}{20}$ sinkt.

Auch hier finden sich solche Tuffe, die in Folge der sich anhäufenden, hauptsächlich aus nicht vulkanischem Quarz bestehenden Mineralien diagonal geschichtet, mitunter von Wellenfurchen durchzogen erscheinen. Dass in diesen die Menge der Mineralien und Tuffmasse sich schichtweise launenhaft ändert, ist einleuchtend.

Unter den vulkanischen Feldspaten finden sich dünne stäbchenförmige Spaltungsstückchen nach den guten Spaltungsflächen (001) und (010). Im übrigen zeigen diese Feldspattrümmer häufig Zonen-

bau. Die äussere sauerere Zone erwies sich in einem Fall als *Oligoklas-Andesin* (Ab_3An_1).

In einem hierher gehörigen sandigen, tonigen Tuff bilden weisse, hackige Glassplitter ca den fünften Teil des Gesteines. Sowohl diese, wie auch die vorherrschenden Mineralkörner sind $\frac{1}{8}$ mm gross, aber ausnahmsweise kommen auch Körner von 1 mm Grösse vor. Die Mineralien (*Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, *Amphibol*) sind grösstenteils von fremder Herkunft. Daneben kommen auch kleine Brocken von *kristallinem Schiefer* und *Rhyolith* vor. Der Kern eines Feldspates mit weissem Glaseinschluss und Zonenbau, der also sicher aus dem Tuff stammt, erwies sich als *Andesin-Labradorit*.

Die im Dumbravazug mit dem Dacittuff zusammenhängenden Opalsandsteine stimmen im Wesen mit den, im Bisherigen beschriebenen Opalsandsteinen von den benachbarten Vorkommen überein. Auch für diese ist die auffallend eckige Form der Bruchstücke allgemein charakteristisch. Es gibt darunter sehr feinkörnige, aber $\frac{1}{4}$ km von dem 646 m hohen Gipfel nach N zu vereinzelt auch solche, in denen Körner von 3 mm Grösse vorkommen. In diesem sind cocäne Kalksteinstückchen, Globigerinenmergel, sowie auch Turmalin enthalten.

Während im Dumbravazug der Dacittuff in grösserer Masse und abwechslungsreicher Ausbildung vorhanden ist, finden sich weiter südlich nur äusserst spärlich dünne, Tuff enthaltende Mergelschichten in den tiefsten Partien der Feleker Sandsteinschichten. So habe ich Spuren der obersten tuffhaltigen, sandigen Mergel- oder Tonschicht in ähnlicher Ausbildung, wie auf der Vadaswiese auf dem D. Simeu in ca 700 m Höhe gefunden, wo an der Oberfläche ein verwittertes, toniges Gestein vorkommt, in dessen besser erhaltenem, sandigem Teile die glasige Tuffmasse von untergeordneter Menge unter dem Mikroskop leicht zu erkennen ist.

Noch weiter südlich in der Umgegend des *Árpádcsvics* (Péana), dem höchsten Berg in der Nähe von Kolozsvár, davon nach WSW im Graben des nach Szélicse führenden Weges und weiter $\frac{1}{3}$ km vom obern Ende der Gemeinde Szélicse entfernt in noch grösserer, nämlich 720 m Höhe fand ich im Graben desselben Weges diesen obern, tuffhaltigen Mergel u. zw. an letzterer Stelle zusammen mit Globigerinenmergel. Allerdings beträgt in dem untersuchten Szélicser Tuffmergel die vulkanische Bimssteinmasse nur ca $\frac{1}{10}$ (bei 150 μ Länge) und es kommen mit ihr zusammen auch *Quarz* und *Mikrolith* vor, aber das Vorhandensein der feinen Tuffmasse im Globigerinenmergel ist zweifellos.

Zusammenfassung.

Aus der eingehenderen Untersuchung des westlich vom Kolozsvärer Meridian liegenden Tuff enthaltenden Gebietes ergibt sich also, dass diese in sehr verschiedener Höhe, vielfach nur in Form zerbrochener dünner Scherben sichtbaren Tuffschichten, bei dem Mangel an Leitfossilien, zur Horizontbezeichnung dieser in der Linie Békás-Felek auf ca. 250 m schätzbaren Schichtenreihe gut zu verwenden sind.

Wir können mit Hilfe derselben feststellen, dass die Dacittuffe der Umgebung von Kolozsvár in den Miocänschichten im Wesen zu einer längern, von Ruhepausen unterbrochenen Eruptionsreihe gehören, deren Ausbruchsstelle am Westrande des mittlern Miocänmeeres, irgendwo in der Gegend des Szucságer Kőszegő gewesen sein mag. Diese Eruption hatte, ähnlich wie die des Kolozser Tuff, Ausbruchsperioden, die eine mächtige, stellenweise auch jetzt noch in 20 m Dicke sichtbare Reihe von Tuffschichten aufbauten. Wir erkennen auf der Hója, ferner zu beiden Seiten des Plecska-Monostorer Waldzuges, auf dem Gipfel der Nagyoldal, in der Gegend der Vadaswiese auf dem Szent-Jánosberg und in der besser aufgeschlossenen Tuffgruppe des Dumbravazuges auf Grund eingehenderer Untersuchung eine einander entsprechende, derselben längeren Eruptionsperiode entstammende Serie, zwischen deren obern Gliedern überall der Opalsandstein vorhanden ist.

Die Reihe dieser Tuffschichten ist ungleichmässig, unzusammenhängend und von ungleicher Mächtigkeit. Zu Beginn des Ausbruches und in der Nähe des Eruptionszentrums ist sein Material gröber und reicher an Dacitbrocken; in grösserer Entfernung vom Eruptionszentrum dagegen ist feinerer Stoff niedergefallen und auch im Verlaufe des Ausbruches wurde im Grossen und Ganzen feineres und glasigeres Material ausgestreut. Dies gilt jedoch nur im weitern Sinne, denn in dem schönen Aufschluss der Hója können wir uns überzeugen, dass auch unter den glasigen Tuffen der feineren obern Schichten gröbere und an Mineralien reichere Tuffschichten vorkommen. Die grössere Mächtigkeit der Tuffschichten am Westrande des mittlern Miocänbeckens erklärt sich z. T. daraus, dass dieselben unmittelbar an der Küste abgelagert wurden, wo die auf das Festland gefallenen und von dort eingespülten, aus Tuffmasse oder sonstigem Material bestehenden Gesteinsbrocken in grösserer Menge wie an den vom Ufer ferner gelegenen Stellen eingemengt werden konnten.

Aber auch am westlichen Ufer ist in der Gegend der Ausbruchsstelle der Tuff am dicksten. Ganz reiner Dacittuff kommt kaum vor. In dem meisten Tuff kommen fremde, grossenteils aus dem kristallinen Schiefergebirge stammende Sandkörner und Gesteinsbrocken vor oder es sind in den feinem Tuffen tonige, mergelige Teile mit dem Tuffmaterial vermengt. Diese enthalten auch vielfach, mitunter in grösserer Menge, Globigerinen. Ja, es wechseln sogar Globigerinenmergel, die gar keine Tuffmasse enthalten, mit Tuffschichten ab. Es gibt ferner solche Tuffschichten, die das ausgeworfene vulkanische Material nicht in originellem Gemenge enthalten, sondern deren Mineralien im Allgemeinen ihren spezifischen Gewichten entsprechend sortiert sind. Aus all diesem folgt, dass das Material der einzelnen tuffhaltigen Gesteine nur auf Grund eingehender mikroskopischer Untersuchung erkannt werden kann und die chemische Zusammensetzung nur mit grosser Vorsicht bei der Beurteilung des reinen Eruptivums benützt werden darf.

Die gegen Ende der Dacittufferuptionen in der Nähe des westlichen Ufers gebildeten opalisierten Sandsteine lassen sich auf Opalquellen zurückführen, die die losen, meist feinen Sande verkitteten. Diese Gebilde schützten dann in Folge ihrer grossen Widerstandsfähigkeit die darunter gelegenen Schichten und treten als besonders charakteristisches, in dieser Gegend überall dasselbe Niveau bezeichnende Gestein auf.

Im Opalsandstein, sowie in den mit dem obern Teil des Tuff zusammenhängenden Sandsteinen kommen ziemlich allgemein auch Kalksteinstückchen vor, was darauf hindeutet, dass in dieser Zeit auch nahe gelegenes, aus Kalkstein bestehendes Festland in dieser Gegend verwüstete.

Diese in kleinen Unterbrechungen auf einander folgenden, zu einer grösseren Eruptionsreihe gehörigen Tuffe, die, was ihr Material betrifft, eine einheitliche Serie bilden, kommen gegenwärtig nicht in gleicher Höhe über dem Meeresspiegel vor. Am tiefsten (in 470—480 m Höhe) liegt der Tuff im Hójazuge, ferner in der verworfenen Kisbácer Farkasverem (420 m). Auf dem Kőszegő und der Szt. Pálspitze finden wir ihn schon etwas höher (500—520 m). Im Monostorer Walde, im Plecska—Vadaszuge dagegen erhebt sich die Tuffreihe von 480 m bis 580 m, im Dumbravazuge bis zu 610 m. Oberhalb Szelicse 10 km südlich von der Hója finden wir aber die obersten mergeligen Glieder der Dacittuffreihe bereits in 720 m. Höhe.

Wenn wir in Betracht ziehen, dass nicht nur der Tuff, sondern auch die darunter liegenden Eocänschichten, namentlich der wegen

seiner geringen Dicke zur Niveaubezeichnung gut brauchbare Intermediakalkstein gleichfalls einen ähnlichen oder noch grössern Niveauunterschied verrät, (südlich vom Kőszegő 480 m, auf dem Signito nördlich von der Dumbrava 540 m, bei Szelicse auf dem Havasbükk 740 m) so müssen wir konstatieren, dass, seit dem Ausbruch der Dacittuffvulkane dieser, das Meeresufer des mittlern Miocän bildende Krustenteil eine starke *epiogenetische Bewegung*, erlitten hat, deren Ergebnis der Felek—Szelicser hervorragende tafelförmige Zug ist. Diese Bewegung äussert sich nicht nur in dem in der Kolozsvärer Umgebung allgemeinen sanftern nordöstlichen Fallen der Schichten. Auf Grund eines Vergleiches mit der Niveauhöhe der eocänen Intermediaschichten müssen wir auf diesem Gebiet auch Verwerfungen annehmen. Diese Schichten sind nämlich am Nordostrande des Havasbükk in 740 m Höhe vorhanden. Nordwestlich von dieser Stelle $\frac{3}{4}$ km entfernt finden wir über dem Szelicser Waldhüterhaus schon 120 m tiefer den auch auf der Karte der k. ung. Geolog. R. Anstalt angegebenen Intermediakalksteinzug. Ein anderer augenfälliger Niveauunterschied, der sich keineswegs durch die allgemeine nordöstliche Fallrichtung der Schichten erklären lässt, ist der, dass die auf dem Szászfeneser Gorbógipfel in 565 m Höhe vorhandene Intermediaschicht, $1\frac{3}{4}$ km von dieser Stelle gegen ONO zu entfernt, auf dem Galiser 490 hoch m liegt, während sie 3 km nordnordöstlich von hier im Bette des Szamos bereits, 350 m tief zu finden ist. Aber sie senkt sich auch auf der entgegengesetzten Seite, denn 2 km südöstlich vom Galiser zieht sie an der dem Sz.-Jánosbrunnen gegenübergelegenen Seite in 450 m Höhe entlang.

Es ist eine interessante Erscheinung, dass auf dem westlich von Kolozsvár gelegenen, tafelförmigen, nicht gefalteten Gebiet die entsprechenden Tuffschichten überall höher liegen, wie auf dem ca 21 km östlichen gefalteten Miocängebiet von Kolozs, wo die III. tuffhaltige Schichtengruppe südwestlich von der Stadt auch auf dem höchsten Gipfel nur 451 m Höhe erreicht. Hieraus lässt sich schliessen, dass das stark gefaltete Kolozser Gebiet, eigentlich ein sinkendes Gebiet bedeutet, dass die Faltung mit einer Senkung im Zusammenhang stand. Die Feststellung bestimmterer Beziehungen zwischen den Dacittuffen der Umgebung von Kolozsvár und denen von Kolozs wird erst nach der Untersuchung des dazwischen liegenden Gebietes am Platze sein. Auf Grund des Charakters der einzelnen Tuffschichten kann ich jetzt nur als wahrscheinlich hinstellen, dass die hierher gehörigen Tuffschichten der II. und III. Kolozser Serie zu entsprechen scheinen.

Ausser den Dacittuffen kommt in einem tiefern Horizont, zwischen den gefalteten Schichten des Soldatenfriedhofes eine, einige cm dicke Amphibolandesittuffschicht mit bedeutend reinerem eruptivem Material, als dem des Dacittuff vor. Dieser stimmt im Allgemeinen mit dem Balázsfalvaer Amphibolandesittuff überein und scheint mit ihm zusammen zu den Amphibolandesiteruptionen des siebenbürgischen Erzgebirges zu gehören. Dieselben liegen entfernter vom Beckenrand und sind frei von der Vermischung mit fremden Stoffen geblieben.

Das eingehendere Studium der Dacittuffe erscheint auch, abgesehen von dem rein wissenschaftlichen Interesse, durch ihre praktische Verwendbarkeit als *Trassmaterial* begründet.

Aus diesen Tuffstudien geht auch das hervor, dass die Verbreitung des Sarmatasandsteines bei weitem grösser ist, als bisher bekannt war und dass auch unter seinen Schichten Globigerinenmergel vorkommen. Die wasserdurchlässige sarmatische Sandsteinschicht gleitet auf der erweichten, glitschigen Oberfläche der undurchlässigen, mergeligen, lehmigen Schichten aus ihrer, in Folge der Krustenbewegung hervorgehobenen Stellung auf tiefer gelegene Orte und bildet in Verbindung mit grössern Brüchen herrliche Beispiele von *Solifluctionen*. Diese sich regelmässig wiederholenden, treppenförmig abgerutschten Reihen bedecken aller Wahrscheinlichkeit nach auch Verwerfungen.

Eine erleuternde Karte und Photographien werden der Kriegsverhältnisse wegen nur in der nächsten Publikation folgen.
